

ISSN 1514-4186

INSTITUTO SUPERIOR DE CORRELACIÓN GEOLÓGICA
INSUGEO

Serie Correlación Geológica 15



Geología de los Cuerpos Igneos

Eduardo J. Llambías

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo
Universidad Nacional de Tucumán

2001

ISSN 1514-4186

**INSTITUTO SUPERIOR DE CORRELACIÓN GEOLÓGICA
(INSUGEO)**

Geología de los cuerpos ígneos

Eduardo Jorge Llambías
Universidad Nacional de La Plata - CONICET
Centro de Investigaciones Geológicas
Calle 1 N° 644
1900 - La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo
Universidad Nacional de Tucumán
2001

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Universidad Nacional de Tucumán
Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO)

Director

Dr. Florencio G. Aceñolaza

Directores Alternos

Dr. Alejandro Toselli

Dr. Alfredo Tineo

Consejo Editorial

Dr. Florencio Aceñolaza

Dr. Guillermo Aceñolaza

Dr. Luis Buatois

Dra. Susana Esteban

Dr. Juan Carlos Gutiérrez Marco (España)

Dr. Rafael Herbst

Dr. Roberto Lech

Dra. María Gabriela Mángano

Dr. Hübert Miller (Alemania)

Dra. Isabel Rábano (España)

Dra. Juana Rossi de Toselli

Dr. Julio Saavedra Alonso (España)

Dr. Alcides N. Sial (Brasil)

Dr. Alfredo Tineo

Dr. Alejandro Toselli

Dr. Franco Tortello

Instituto Superior de Correlación Geológica

Miguel Lillo 205

4000 - San Miguel de Tucumán

REPÚBLICA ARGENTINA

e-mail: insugeo@unt.edu.ar

Explicación de la fotografía de la Tapa

Imagen satelital de la caldera del volcán Payún Matrú, de 8 km de diámetro, en el sudeste de Mendoza. Numerosas coladas traquíticas fluyeron a través de la fractura anular que la limita. Una fractura ENE-WNW atraviesa la caldera y a lo largo de ella se produjeron erupciones fisurales de basalto olvínic. Numerosos conos basálticos pre-caldera se encuentran desparramados a lo largo de esta fractura. Es probable que las voluminosas erupciones ignimbríticas que causaron el colapso de la caldera se hayan originado por el ingreso de magma basáltico en una cámara traquítica. Al sudeste se encuentra el volcán Payún Liso.

ÍNDICE

Introducción	7
Capítulo 1 PROPIEDADES TÉRMICAS DE LAS ROCAS	
1. 1. Introducción	11
1.2. Transmisión del calor por conductividad	12
1.3. Transmisión del calor por convectividad	19
1.3.1 Gradiente adiabático	21
1.4. Aureolas térmicas	21
Capítulo 2. PRINCIPIOS DE REOLOGÍA	
2.1. Introducción	27
2.1.1 Deformación no continua	29
2.1.2 Deformación continua	33
2.1.3 Aspectos físicos de la deformación	35
2.2. Elasticidad	37
2.3. Viscosidad	41
2.4. Cuerpos con propiedades reológicas combinadas	43
2.4.1 Cuerpos firmoviscosos o Kelvin	43
2.4.2 Cuerpos viscoelásticos o Maxwell	43
2.4.3 Cuerpos Burger	45
Capítulo 3 PROPIEDADES FÍSICAS DEL MAGMA	
3.1. Viscosidad	50
3.1.1 Viscosidad efectiva	58
3.1.2 Flujo laminar y turbulento	63
3.2. Reptación	64
3.3. Densidad	67
Capítulo 4 ESTRUCTURA DE LA TIERRA	
4. 1. Estructura interna de la Tierra	71
4.1.1 Núcleo	73
4.1.2 Manto	73
4.1.3 Corteza	79
4.1.3.1 Composición de la corteza	83
4.1.3.2 Características reológicas de la corteza	83
4.2 Litósfera y Astenósfera	85
4.3 Plumas	87
4.4 Provincia ígneas gigantes	88
4.5 Placa	91
4.6 Subplaca máfica	93
Capítulo 5 INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO DE LOS CUERPOS ÍGNEOS	
5.1 Convección	99
5.2 Fábricas magmáticas y magnéticas	101

Capítulo 6 CUERPOS ÍGNEOS LAMINARES

6.1. Diques	106
6.1.1 Diques longitudinales	113
6.1.2 Diques radiales y anulares	114
6.2. Enjambres de diques gigantes	121
6.3. Filones capa	123

Capítulo 7 LACOLITOS

7.1 Condiciones para la formación de lacolitos	132
7.2 Facolitos	135
7.3 Lopolitos	135

Capítulo 8 CUERPOS ÍGNEOS GLOBOSOS

8.1. Plutones	139
8.1.1. Contactos	148
8.1.2 Techos y costados	149
8.1.3 Tamaño	152
8.1.4 Estructura interna	153
8.1.4.1 Zonación	153
8.1.4.2 Diques sin-magmáticos	154
8.1.4.3 Miarolas	156
8.2. Aureolas de contacto	156
8.3. Niveles de emplazamiento	157
8.4. Batolitos	159
8.4.1 Batolitos orogénicos	164
8.4.2 Batolitos anorogénicos o de intraplaca	168

Capítulo 9 PROCESOS Y ROCAS VOLCÁNICAS

9.1. Introducción	173
9.2. Estilos eruptivos	175
9.3. Requerimientos energéticos para el ascenso del magma	177
9.4. Edificios volcánicos relacionados a reservorios magmáticos profundos	179
9.4.1 Plateau basálticos	183
9.4.2 Kimberlitas	185
9.5. Edificios volcánicos relacionados a reservorios magmáticos superficiales	186
9.5.1 Características de los productos volcánicos más frecuentes	190
9.5.1.1 Flujos de densidad calientes	190
9.5.1.2 Flujos de densidad fríos: lahares	198
9.5.1.3 Depósitos de caída	200
9.5.1.4 Flujos de lava: coladas, coladas dómicas y domos	201
9.6. Intrusivos subvolcánicos	204
9.7. Cráteres y calderas	205

Apéndice I	221
Apéndice II	222
Bibliografía	224

Introducción

La Tierra es un planeta que aún no ha alcanzado su equilibrio térmico. El calor original, generado por la acreción del polvo cósmico durante la formación de nuestro planeta, aun no se ha disipado totalmente. Por este motivo el calor fluye desde el interior hacia el espacio exterior y este proceso es el que provee de la energía necesaria para que la Tierra sea un planeta geológicamente activo. Sin embargo, no todo el calor que fluye hacia el espacio exterior corresponde al calor atrapado durante la formación de la Tierra. También la descomposición radioactiva de algunos elementos entrega calor, disipándose conjuntamente con el calor primordial.

La Tierra posee un importante gradiente térmico entre el núcleo y la superficie, y la transferencia del calor desde el interior hacia el exterior dinamiza y provoca la movilidad de la capa rígida más externa: la litósfera. Otros cuerpos del sistema solar, como la Luna y Mercurio, por sus dimensiones más pequeñas que las de la Tierra, ya han alcanzado su equilibrio térmico, por lo cual sus litósferas poseen espesores considerablemente mayores que el de la Tierra. El gradiente térmico de la Luna es de tipo adiabático, es decir que la temperatura aumenta con la profundidad al aumentar la presión. En consecuencia no hay transferencia de calor hacia la superficie. Ni la Luna ni Mercurio tienen actividad geológica, aunque los impactos de meteoritos pueden causar, en forma puntual, incrementos adicionales de energía suficientes para fracturar y provocar la fusión parcial de sus rocas, generando pequeñas cantidades de magma.

Las rocas ígneas se originan y evolucionan entre aproximadamente 1300°C y 700°C, por lo cual están estrechamente asociadas a la evolución térmica de la Tierra. Dentro de este rango de temperaturas, los procesos ígneos compiten con una buena parte de los procesos metamórficos de alta temperatura. Entre el metamorfismo y la fusión, generadora de las rocas ígneas, existe un límite pobremente definido, interviniendo en favor de uno u otro proceso diversas variables. Entre ellas la composición de las rocas sometidas a un calentamiento juega un papel decisivo en la fusión parcial o el metamorfismo. La presencia en la roca madre de minerales hidratados favorece la fusión en lugar del metamorfismo.

Las rocas ígneas participan en forma destacada en la composición y estructura de la litósfera. En gran parte son las responsables de promover la estratificación composicional de la misma, y más específicamente de la corteza continental. También participan en la transferencia del calor de la Tierra. En efecto, el ascenso del magma debido a su menor densidad respecto a las rocas que lo contienen, transporta hacia la superficie no sólo material de menor densidad relativa, sino también de una significativa masa calórica. La eficacia del magma para ascender depende principalmente, además de otras variables, de la permeabilidad de la litósfera y de la viscosidad efectiva del mismo. Los magmas máficos, debido a su menor viscosidad, son los más favorables para llegar hasta la superficie. El ascenso de los magmas silícicos, debido a su mayor viscosidad, es mucho más complejo, por lo cual requieren de un mayor presupuesto energético y compiten, por esta razón, en condiciones muy desfavorables con los magmas máficos. Los magmas más viscosos tienen mayor tiempo de residencia en la litósfera, favoreciendo los procesos de contaminación. La abundancia de las rocas máficas en la corteza es abrumadoramente mayoritaria respecto a las silícicas. Para realizar una correcta estimación de la abundancia relativa de las

rocas máficas en la superficie debemos tener presente que las rocas máficas que conforman la corteza oceánica han sido recicladas con una cierta periodicidad, abarcando el último periodo alrededor de 170 Ma. Por este motivo se estima que su producción total es mucho mayor que la que se observa en la actualidad. Se debe agregar a esta circunstancia el hecho que la formación de los magmas silícicos depende de condiciones muy específicas, en particular de rangos composicionales muy estrechos y de temperaturas y presiones adecuadas. En la composición de la roca fuente juega un rol muy importante la presencia de agua o de minerales hidratados, que no sólo permiten bajar el punto de fusión, y así acceder a la formación de fundidos silícicos, sino también en disminuir su viscosidad. La presencia de agua ha permitido, entonces, la formación de rocas silícicas, que son las que realmente han contribuido, y todavía contribuyen, a la formación de una corteza continental, cuya característica más importante es la estratificación de la densidad. Las rocas de menor densidad se encuentran en la parte superior de la corteza.

Debido a que el manto representa un reservorio cuasi infinito para la generación de magmas máficos, y teniendo en cuenta las causas mencionadas en el párrafo anterior, el desarrollo de los núcleos continentales, más silícicos que el resto de la corteza, fue un proceso lento en sus comienzos. Esto se explica porque las altas temperaturas favorecían la formación de magmas máficos en lugar de ácidos. Sin embargo, una vez que se consolidaron los primeros núcleos continentales su crecimiento fue progresivamente más rápido, debido a que al aumentar el espesor de las cortezas continentales y disminuir la temperatura se favoreció la producción de magmas silícicos. El resultado de este largo proceso fue que en la Tierra se desarrolló una litósfera, no homogénea, con diferentes tipos de rocas y con núcleos continentales de menor densidad. Como todavía no se ha alcanzado el equilibrio la litósfera continua siendo inestable y desde un punto de vista mecánico se desarrollan esfuerzos diferenciales que promueven la deformación de la litósfera. Esta circunstancia favoreció el desarrollo de la tectónica de placas, cuyas distintas maneras de actuar han estado sujeta a las variaciones en el volumen de las litósfera continentales. El periodo durante el cual las diferencias de densidad en la litósfera fueron suficientes para desencadenar la tectónica de placas es un tema de ardua discusión. Por suerte, parte de los núcleos continentales no ha sido reciclada, preservándose su historia, por lo cual es posible desentrañar los enigmas que encierran los núcleos más antiguos de la Tierra.

En el caso de Venus, que al igual que la Tierra es otro planeta no equilibrado térmicamente, la tectónica de placas, que es la que provoca la remodelación de la superficie, aparentemente no opera desde hace aproximadamente 500 Ma, probablemente porque su litósfera no posee los contrastes de densidades suficientes para que pueda funcionar. Este es un problema a resolver. ¿Es que en Venus no hay suficiente cantidad de rocas silícicas debido a la carencia de agua y por lo tanto carece de una estratificación significativa de densidades?. Aunque en la actualidad hay consenso entre los investigadores respecto a que las rocas silícicas son prácticamente exclusivas de la Tierra, no se puede descartar que existan en otros planetas. Los volcanes de secciones circulares con forma de domo de Venus sugieren la presencia de magmas viscosos similares a los riolíticos o traquíticos de la Tierra. Con toda seguridad la comprensión de lo que sucede con la evolución de las rocas ígneas y su relación con la tectónica en otros planetas nos ayudará a comprender con mayor amplitud la dinámica de la Tierra.

En síntesis, la ausencia de equilibrio térmico en la Tierra promueve la actividad tectónica y el ascenso del magma hacia la superficie. De esta manera la actividad magmática trasciende el simple estudio de las rocas ígneas y se relaciona con los procesos geológicos que estructuran la litósfera.

Los cuerpos ígneos tales como los plutones, lacolitos, lopolitos, diques, plateaus volcánicos, etc. representan un instante de tiempo a lo largo de la evolución de nuestro planeta. Las formas

de esos cuerpos y sus relaciones con las rocas de caja nos permiten comprender cómo operaron los procesos que condujeron a la diferenciación de la corteza y a la evolución y crecimiento de los núcleos continentales. Por esta razón su estudio nos permitirá comprender más detalladamente la dinámica interna de la Tierra. Para ello es necesario comprender no sólo las propiedades físicas del magma, sino también las de la roca de caja, siendo el contraste reológico entre ambas uno de los aspectos más interesantes, cuyo análisis contribuirá a resolver los problemas geológicos que ofrecen las rocas ígneas. Además, debemos tener en cuenta que el ascenso del magma no sólo depende de sus propias características reológicas, sino también de la estructura de la corteza. En el presente libro se tratará de comprender las interrelaciones entre los diferentes cuerpos ígneos y las estructuras que los albergan. Por este motivo, los aspectos geoquímicos y composicionales que no tienen una relación directa con las propiedades reológicas del magma y de las rocas en general no serán tratados. Tampoco serán tratados los procesos posteriores a la formación de los cuerpos ígneos, por lo cual no se incluyen deformación ni metamorfismo.

El objeto de este libro es familiarizar a los estudiantes con el estudio de los cuerpos ígneos desde un punto de vista físico. El mayor conocimiento de ellos facilitará el levantamiento de mapas geológicos detallados y de esta manera se podrá lograr una mejor comprensión de la evolución de los complejos ígneos. A mi juicio, muchos de los estudios petrológicos actuales carecen de mapas específicos, por lo cual no se muestra la necesaria información que requiere una rigurosa interpretación de la evolución ígnea. Asimismo, algunos de los modelos de diferenciación magmática no han sido evaluados desde el punto de vista físico, no conociéndose con precisión los factores limitantes de los mismos.

En los últimos años los estudios petrológicos han tratado de comprender los procesos físicos que intervienen en la evolución de los complejos ígneos. El ascenso del magma y los procesos de intrusión o extrusión son problemas que deben ser enfocados de acuerdo con las leyes de la física, como son las que involucran a la dinámica de fluidos y de sólidos, la transmisión del calor, y todos los procesos relacionados con la producción y consumo de energía. Debido a que la energía proviene del interior de la Tierra, se ha considerado conveniente incluir un resumen sobre su estructura y de sus propiedades térmicas y reológicas. También se han incluido capítulos introductorios que sintetizan los conceptos empleados con mayor frecuencia en petrología sobre las propiedades térmicas de las rocas y la transmisión del calor. El capítulo de reología, que es la rama de la física que estudia como se deforma un material, tiene por objeto introducir al lector en los mecanismos que posibilitan la deformación de las rocas y el desplazamiento del magma. Las leyes que gobiernan las deformaciones son indispensables para comprender el emplazamiento de los cuerpos ígneos, las estructuras que los rodean y el campo de esfuerzos imperante durante la intrusión.

Los cuerpos ígneos han sido divididos, de acuerdo a sus propiedades físicas y reológicas, en cuerpos laminares, y globosos. Los primeros se caracterizan por su alta fluidalidad y elevada relación superficie/volumen, que favorece una rápida disipación del calor. Los cuerpos globosos, en cambio, tienen baja fluidalidad y menor relación superficie/volumen, por lo cual son más apropiados para conservar el calor.

El arribo del magma a la interfase corteza - atmósfera requiere de cantidades de energía mayores que las que normalmente están presentes en el interior de la corteza. En el proceso de erupción está implícito la concentración de una elevada cantidad de energía en un lapso muy corto, de apenas unas pocas horas o días. En este libro la actividad volcánica ha sido enfocada sobre la base de los requerimientos energéticos necesarios para llegar a la superficie. Las diferentes características de los edificios volcánicos han sido relacionadas con las diversas fuentes de energía disponibles. Entre estas, las más importantes son la caída de la presión, cuyo efecto es

bombar al magma hacia los niveles superiores, y la saturación del magma en los componentes volátiles, principalmente agua, proceso que libera una fase gaseosa de alto volumen específico, y que genera muy fuertes presiones. De acuerdo con esto, los procesos volcánicos han sido divididos en dos grupos: los que se originan en reservorios magmáticos profundos, asociados a la caída de presión, y los que se originan en reservorios magmáticos superficiales, relacionados con el aumento de la presión en el interior del reservorio magmático. Las fuentes de energía de ambos grupos son tan diferentes que los edificios volcánicos también son muy diferentes.

No son comunes los libros que reúnen en un solo volumen todos los temas mencionados. Este ha sido uno de los incentivos que más ha influido en mí para la concreción del mismo. Espero que la síntesis presentada logre despertar la inquietud por estos estudios, cuya comprensión contribuirá, sin duda, a un mejor conocimiento de la evolución geológica de cualquier región estudiada.

En los Apéndices 1 y 2 se resumen las magnitudes de las constantes y variables más frecuentemente utilizadas en el análisis de petrología de los cuerpos ígneos.

Agradecimientos

Durante la elaboración de una síntesis como la que se expone en este libro y que refleja la experiencia profesional de varios años de trabajo, los agradecimientos deberían ser más extensos que el libro mismo. Por esta razón sólo mencionaré aquí a las personas que han participado en esta última etapa de redacción y que han colaborado con una enriquecedora discusión y atinadas críticas.

En primer lugar quiero agradecer a mi esposa Ana María Sato por la permanente discusión de los temas expuestos en este libro y por la paciencia que ha tenido para escuchar mis reflexiones. El Lic. Pablo González ha revisado con particular detenimiento varios de los capítulos, formulando atinadas sugerencias que han contribuido a hacer más clara la lectura del mismo. A la Dra. Sonia Quenardelle por la discusión de numerosos temas y el aporte de ideas para hacer más clara la redacción. Al Lic. Horacio Echeveste por sus comentarios sobre el capítulo de rocas volcánicas.

Quiero agradecer especialmente a los Dres. Juana Rossi de Toselli y Alejandro Toselli por el interés demostrado por el presente libro, contribuyendo en forma eficaz para la concreción del mismo.

La Universidad Nacional de La Plata, el Centro de Investigaciones Geológicas y el CONICET han contribuido institucionalmente al proporcionar la infraestructura y la biblioteca para poder llevar a cabo esta obra.

También quiero agradecer especialmente a los alumnos de mis cursos de grado en la Universidad Nacional de La Plata, por haber leído previamente estos apuntes, por lo cual he podido comprobar la utilidad de los mismos.

Por último, quiero recordar a quien me enseñara a trabajar en el campo Dr. J.C.M. Turner y a mi director de tesis Dr. F. González Bonerino. También he aprendido mucho de mis baqueanos, muchos de ellos analfabetos pero verdaderos sabios en su medio ambiente.

CAPÍTULO 1

Propiedades Térmicas de las Rocas

1.1. Introducción

La Tierra es un planeta que aún no se ha equilibrado térmicamente, por lo cual presenta un gradiente térmico entre el núcleo y la superficie, que provoca el flujo de calor desde el interior del planeta hacia el exterior. La temperatura del núcleo no es conocida con precisión porque su determinación es compleja debido a la variedad de gradientes térmicos que existen en la Tierra. La razón de que haya más de un gradiente térmico se debe a las diferentes composiciones y propiedades reológicas de las capas que componen la Tierra: corteza, manto y núcleo y que poseen diferentes maneras de transmitir el calor. Así, p. ej., en la mayor parte del manto y en la parte superior del núcleo, las rocas tienen un comportamiento viscoso-plástico en escalas de tiempos geológicos. Debido a esta propiedad, en este sector se desarrollan celdas convectivas que transportan el calor conjuntamente con el desplazamiento de la materia. Por el contrario, en la litósfera, como así también en la parte central del núcleo, no se desarrollan celdas convectivas, aún en escalas de tiempo geológicas, y el principal mecanismo de transferencia térmica es por conducción. En la actualidad se estima que la temperatura del interior del núcleo estaría comprendida entre 5.000 y 6.000 °K (Jeanloz y Romanowicz, 1997).

La mayor parte del calor que posee la Tierra se debe principalmente al calor original atrapado durante la formación del planeta. En segundo lugar se encuentra el calor generado por los procesos radioactivos, cuya magnitud es significativa solamente en la corteza.

El flujo de calor desde el núcleo hacia la superficie, es la causa principal de los diversos procesos geológicos, incluyendo la tectónica de placas y la actividad ígnea de la litósfera. La Luna, a diferencia de la Tierra, se halla en equilibrio térmico, de modo que no registra un flujo calórico desde el interior hacia la superficie, con la excepción del calor producido por la radioactividad, que es insignificante por la ausencia de rocas ácidas. La variación de temperatura que se registra en la Luna es de tipo adiabático, que depende esencialmente del coeficiente de expansión térmica de sus rocas. Por esta razón la litósfera térmica de La Luna tiene un espesor estimado en 1100 km, que es mucho mayor que el de la Tierra, que está comprendido entre 60 y 120 km.

El desequilibrio térmico de la Tierra se ha mantenido hasta el presente a pesar de su larga evolución, que es del orden de 4,5 Ga. Esto se debe a que su volumen relativamente grande y a que las rocas silicáticas que componen la litósfera son malas conductoras del calor. En efecto, el coeficiente de conductividad térmica tiene un valor que en promedio se encuentra comprendido entre 1,5 y 3,0 W m⁻¹ °K⁻¹, que es unas 400 veces menor que el valor de la conductividad térmica del cobre. También el calor específico de esas rocas es relativamente alto (véase más abajo) y es aproximadamente unas tres veces más alto que el del cobre. Debido a estas propiedades, la disipación térmica de la Tierra es muy lenta. Asimismo, se debe tener en cuenta que las complejidades estructurales y la composición no homogénea de la litósfera favorecen un flujo calórico con distribución irregular, generando gradientes térmicos horizontales que promueven el flujo de calor en diferentes sentidos.

Al considerar las propiedades térmicas relacionadas con la evolución del magma se debe tener en cuenta que los procesos de cristalización, o de fusión, implican variaciones en la temperatura del sistema debido al calor aportado por el pasaje de líquido a sólido, o viceversa. El **calor latente de cristalización**, es el calor que se entrega al sistema durante la cristalización. El efecto que produce es el cambio transitorio en la tasa de enfriamiento. El calor latente de cristalización de los silicatos que componen las rocas ígneas es del orden de alrededor de $3 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$. El proceso inverso, que consiste en la fusión de los cristales, tiene una magnitud equivalente a la del calor de cristalización. En este caso el sistema absorbe una cierta cantidad de calor que se denomina **calor latente de fusión (= entalpía específica de fusión)**. El calor latente de fusión representa la energía necesaria para romper las celdas cristalinas de los minerales y representa una dificultad energética importante cuando se consideran los procesos de asimilación. El calor substraído al sistema cuando se funde la roca de caja o xenolitos promueve el rápido aumento en la cristalización, cuyo calor de cristalización tiende a equilibrar la temperatura. Sin embargo, este aporte al sistema solamente contribuye a mantener el equilibrio térmico, pero no es suficiente para continuar con la fusión. Por este motivo los procesos de fusión requieren incrementos adicionales de energía para que progresen y se generalicen.

En el estudio de las rocas ígneas es muy importante conocer como se produce el intercambio de calor entre el cuerpo ígneo y la roca de caja. La supervivencia del magma depende esencialmente de este proceso. Por ello se discutirán las propiedades de la transmisión del calor. La transmisión del calor se efectúa por los siguientes mecanismos: 1) conductividad; 2) convectividad; 3) radiación. La transferencia de calor por radiación tiene muy poca incidencia en los procesos geológicos, por lo cual no es considerada en los modelos de transmisión de calor (Turcotte y Schubert, 1982).

1.2. Transmisión de calor por conductividad:

Es el proceso por el cual se transfiere el calor a través de los materiales, debido a la propagación de la correspondiente energía a través de los átomos o de las moléculas. Se trata de un modelo de tipo difusivo que transmite la intensidad de las vibraciones moleculares por propagación de átomo en átomo o de molécula en molécula. En los cuerpos rígidos la transmisión de calor es preferentemente conductiva. Así p. ej., en la litósfera la transmisión del calor es en su gran mayoría por conducción, con la excepción de aquellos sectores puntuales donde se registra el ascenso de fundidos magmáticos, que transfieren calor convectivamente hacia los niveles más superficiales. Un destacado ejemplo de ello se encuentra en las dorsales oceánicas, donde la extrusión de grandes cantidades de magma favorece la disipación convectiva del calor (Fig. 3). Asimismo, debemos mencionar que en los niveles superiores de la corteza como consecuencia de la actividad magmática se desarrollan sistemas hidrotermales convectivos. Esto se debe al calentamiento del agua y subsecuente desplazamiento hacia zona más frías. Sin embargo, debemos dejar en claro que sólo en estos lugares restringidos de la litósfera prevalece, y en forma transitoria, la transmisión térmica convectiva sobre la conductiva.

Para que el calor se transmita conductivamente se requiere de un gradiente térmico, el cual es una condición necesaria para que el calor fluya de las zonas de mayor temperatura a las zonas de menor temperatura. El flujo calórico q que pasa de una zona caliente a una fría depende, además, del coeficiente de conductividad térmica, K , que es una constante para cada material. La ley fundamental de la conductividad térmica es la ley de Fourier, que tiene la siguiente expresión:

$$q = -K \frac{dT}{dz}$$

donde z es el eje de coordenada en la dirección de la variación de la temperatura y T es la temperatura. El signo menos significa que el calor fluye en una única dirección y que es hacia la zona de menor temperatura. El término de **gradiente geotérmico** ha sido empleado para referirse al gradiente térmico de la litósfera en el sentido vertical.

Otro término ampliamente utilizado en geología es el de la **difusividad térmica**, κ , que es la capacidad que tiene el calor de difundirse a través de un material. Está definida por la relación entre el coeficiente de conductividad térmica y la densidad del material multiplicada por su calor específico:

$$\kappa = \frac{K}{\rho C_p}$$

donde K es el coeficiente de conductividad térmica; ρ es la densidad y C_p es el calor específico a presión constante. Las dimensiones de la difusividad térmica son, como en cualquier caso de difusión, área/tiempo. Para las rocas silicáticas el valor más frecuente es de $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

El **calor específico** tiene una gran influencia en la disipación del calor. El calor específico es la cantidad de calor que se requiere para variar la temperatura 1°K en 1 kg de roca. Se expresa con la siguiente ecuación

$$C_p = \frac{\Delta Q}{m \Delta T}$$

donde ΔQ es el calor transmitido al material; ΔT es la variación de la temperatura y m es el peso en kg de la roca. Si m se expresa en volumen, p. ej., en moles, la ecuación mide la **capacidad calórica** de la roca. El calor específico a presión constante de las rocas silicáticas es de alrededor de $1 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$, mientras que el del cobre es de $0,38 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$. Esto significa que para aumentar en un grado la temperatura de una roca se requiere casi tres veces más de energía que para el cobre. Lo mismo sucede para el proceso de enfriamiento, como puede ser p. ej. el de un cuerpo ígneo, que por poseer un elevado calor específico retendrá durante más tiempo su temperatura.

Flujo de calor y producción de calor: Debido a que la Tierra no se encuentra en equilibrio térmico y que la litósfera transmite el calor casi exclusivamente por conducción, en su superficie se registra un flujo de calor, denominado **flujo calórico superficial**, que representa la pérdida de calor de nuestro planeta. Es proporcional al gradiente térmico y de acuerdo con la ecuación de Fourier, el flujo calórico se mide en miliwatios por metro cuadrado, mW m^{-2} . El flujo calórico también se expresaba anteriormente en unidades de flujo calórico (hfu), que por definición tiene la siguiente equivalencia: $1 \text{ hfu} = 1 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1} = 41,84 \text{ mW m}^{-2}$. Sin embargo, esta unidad está siendo substituida gradualmente por las unidades del sistema internacional de unidades.

El flujo de calor superficial en las dorsales oceánicas, donde se genera corteza oceánica, es extraordinariamente alto, del orden de alrededor de 400 mW m^{-2} , y se debe al transporte de calor en forma convectiva por las corrientes convectivas que provienen del manto inferior. Hacia el interior de la placa oceánica el flujo de calor disminuye progresivamente (Fig. 3) a

medida que envejece la corteza oceánica, llegando a valores tan bajos como 40 mW m^{-2} en las cortezas oceánicas más viejas.

Para medir el flujo calórico con precisión se debe hacerlo en perforaciones profundas. Las medidas efectuadas directamente sobre la superficie no son confiables debido a las perturbaciones térmicas transitorias causadas por las variaciones climáticas y por el movimiento del agua subterránea. En los pozos de exploración petrolífera, el flujo de calor es medido habitualmente.

El flujo de calor que atraviesa la discontinuidad de Mohorovicic, es decir el que pasa desde el manto a la corteza, se denomina **flujo calórico basal**. Debido a que en la corteza el calor se transmite casi totalmente en forma conductiva, el flujo calórico superficial debería ser igual al flujo calórico basal. Sin embargo, esto no es así, ya que en la mayoría de los casos el flujo de calor superficial es mayor que el basal. Una estimación promedio del flujo calórico superficial en las áreas continentales es de $56,5 \text{ mW m}^{-2}$ (Turcotte y Schubert, 1982), pero de acuerdo con estos autores, sólo 23 mW m^{-2} pueden ser atribuidos al flujo calórico basal. La diferencia tuvo que haberse generado en la corteza, sumándose al flujo calórico basal. Esto se explica por el calor aportado por el decaimiento radioactivo de los isótopos de Th, U y K. Debido a que estos tres elementos se comportan geoquímicamente como elementos incompatibles, su mayor concentración se encuentra en la corteza, y en particular en su tercio superior, donde predominan las rocas más diferenciadas. Mc Lennan y Taylor (1996) estimaron que el aporte radiogénico al flujo de calor superficial se encuentra comprendido entre 18 y 48 mW m^{-2} , dependiendo de la composición de la corteza y del espesor. En la tabla 1 se dan las concentraciones de Th, U y K, según Meissner (1986), para diversas rocas de la corteza y del manto y la cantidad de calor generada por cada una de ellas. Las rocas máficas de la base de la corteza y las ultramáficas del manto contienen una proporción muy pequeña de estos elementos, por lo cual su contribución a la generación de calor, si bien no es cero, es mínima. De acuerdo con estas características la producción de calor de la litósfera oceánica es menor que en la litósfera continental y por lo tanto es menor la diferencia entre el flujo calórico basal y el superficial.

La producción de calor puede ser calculada sobre la base de las concentraciones de Th, U y K aplicando la fórmula empírica elaborada por Rybach (Rybach, 1973; en Meissner, 1986):

$$A = (0,718[U] + 0,193[Th] + 0,262 [K]) 0,133 \rho \quad \mu W m^{-3}$$

donde las concentraciones de [U] y [Th] están dadas en ppm y la concentración de [K] en % en peso. La densidad ρ está dada en g cm^{-3} . Por el hecho de ser una fórmula empírica las dimensiones con que se da el resultado, microwatios por metro cúbico ($\mu W m^{-3}$) están asignadas directamente en el cálculo.

Rocas	U ppm	Th ppm	K % en peso	Densidad g cm^{-3}	Producción de calor $\mu W m^{-3}$
Rocas ígneas silíceas	4	16	3,3	2,7	2,5
Rocas ígneas máficas	0,5	1,5	0,5	2,9	0,3
Lutitas	4	12	2,7	2,6	2,1
Carbonatos	2,2	1,7	0,3	2,6-2,7	0,7
Dunita	0	0,02	0,001	3,3	0,004
Eclogita	0	0,15	0,1	3,4	0,04
Lherzolita oceánica	0	0,06	0,005	3,2	0,01

Tabla 1. Proporción de los elementos generadores de calor, sus densidades y la producción de calor de distintas rocas, modificado de Meissner (1986).

En síntesis, se puede afirmar que la producción de calor de la corteza incrementa el valor del flujo calórico de la superficie. Al respecto, se debe tener en cuenta que debido a que la composición de la corteza es variable, en particular la de la corteza continental, se registran notables variaciones en la magnitud del calor aportado por la radioactividad, por lo cual el flujo de calor superficial tiene diferentes valores. Así p.ej., en las áreas donde la corteza continental es gruesa y las rocas tienen alta proporción de elementos radiogénicos, el flujo de calor superficial es mayor con respecto a otras regiones.

Para poder calcular estas variaciones se debe tener en cuenta la relación entre el flujo calórico superficial, el flujo calórico basal y la producción de calor. La siguiente ecuación permite relacionar entre si las variables mencionadas:

$$q_0 = q^* + A H$$

donde q_0 es el flujo calórico superficial; q^* representa el flujo calórico basal y es el valor correspondiente al de la ordenada al origen (Fig. 1); A representa la producción de calor por unidad de volumen medida sobre la base de la composición de las rocas en la superficie y H es la

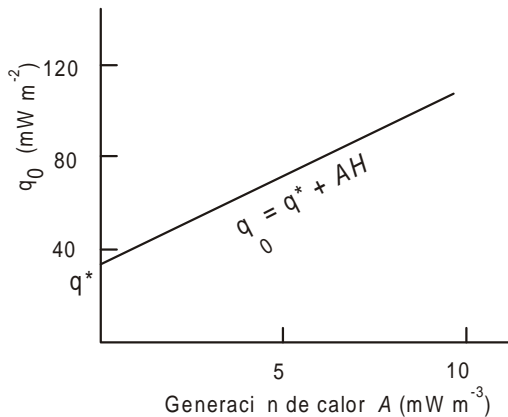


Figura 1. Relación entre el flujo de calor superficial (q_0) y la generación de calor radioactivo en la corteza. q^* indica la magnitud del flujo de calor que pasa del manto a la corteza. A es la generación de calor por unidad de volumen y H representa la profundidad a la cual la generación de calor radioactivo tiende a cero.

profundidad a la cual la producción de calor tiende a cero y es también el valor que define la pendiente de la recta. El producto AH se interpreta como la contribución de calor de origen radioactivo de la corteza. Debido a la estratificación en la composición de la corteza se asume que la generación de calor disminuye exponencialmente con la profundidad, de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$A_z = A_0 e^{-z/H}$$

y es frecuente que tienda a cero entre 7 y 11 km. H se expresa matemáticamente como la profundidad de relajación donde $A = A_0/e = 0,368A_0$. Esto se explica por el aumento progresivo en la proporción de rocas máficas con la profundidad. Es por esta propiedad que la producción de calor de

la parte inferior de la corteza tiende a ser mínima (Tabla 1).

En síntesis, de acuerdo con las consideraciones realizadas en el párrafo anterior se puede concluir que el flujo calórico superficial es la suma del flujo calórico basal + la contribución calórica de origen radiogénico de la corteza. De acuerdo con Turcotte y Schubert (1982) el flujo calórico superficial actual puede llegar a estar compuesto hasta un 80% por el calor aportado por el decaimiento isotópico y por sólo un 20% corresponde al enfriamiento de la Tierra.

Como ya se mencionó la magnitud de la producción calórica por decaimiento isotópico es proporcional a la composición. En las rocas con elevados contenidos de Th, U y K, como sucede en algunos batolitos graníticos, la producción de calor es elevada y el flujo calórico superficial es mayor que en las áreas vecinas. Así p. ej. sobre el batolito de Cornwall, compuesto casi en su totalidad por monzogranitos, el flujo calórico superficial alcanza un valor de 115 mW m² mientras que en la roca de caja que lo rodea es de solo 65 mW m² (Willis-Richards y Jackson, 1989).

En consecuencia, la producción de calor no sólo influye en la magnitud del flujo calórico superficial, sino también en el gradiente geotérmico, principalmente por el calor adicionado en la corteza superior. Si el gradiente geotérmico pudiera ser representado por una única ecuación podríamos conocer la temperatura a cualquier profundidad. Sin embargo, las ecuaciones que describen el gradiente geotérmico no son tan sencillas, debido a las diferentes variables que intervienen en su integración, debiéndose mencionar entre ellas a: 1) las diferentes composiciones de la litósfera causadas por la tectónica de placas y por otras perturbaciones tectónicas; 2) la participación de procesos aislados que favorecen la transmisión térmica por convectividad, como es el ascenso del magma; y 3) la variación en la producción del calor isotópico con la profundidad. Los dos primeros casos son perturbaciones transitorias que resultan muy difíciles de acotar, por lo cual no se tienen en cuenta para la confección de los gradientes geotérmicos más generales. Los gradientes propuestos por los diferentes autores que han trabajado sobre el tema, están referidos a regiones de la litósfera alejadas en el tiempo de los episodios orogénicos y magmáticos. Pero en todos ellos se incluye la producción de calor isotópico, que decrece exponencialmente con la profundidad. Debido a esta propiedad, el gradiente geotérmico resultante varía exponencialmente con la profundidad (Fig. 2), tendiendo a ser lineal a partir de la profundidad en la cual la producción de calor tiende a cero. El gradiente promedio de zonas oceánicas (Fig. 2) es el que más se acerca al comportamiento lineal, pudiéndose explicar por la menor proporción de U, Th y K en sus rocas.

La modificación transitoria del gradiente geotérmico como consecuencia de los procesos tectónicos ocupa también un lugar relevante en el análisis de la distribución del calor en la litósfera. En aquellas regiones con regímenes tectónicos extensionales y en los cuales la velocidad de la extensión es mayor que la de la disipación térmica, el gradiente aumenta en forma substancial. Es común que a lo largo de rifts activos, el gradiente sea bastante más elevado que en las áreas adyacentes. La causa principal de este aumento es el adelgazamiento de la litósfera térmica, que al estar acompañado por una fuerte actividad ígnea el aumento del gradiente es aun mayor. Así, p. ej., en la provincia geológica del Basin and Range, en el oeste de Estados Unidos, que es una provincia Cenozoica típicamente extensiva, con abundante actividad volcánica, el flujo calórico es de 92 mW m², con un flujo basal estimado en 59 mW m² (Sclater et al., 1980). En este caso existe una estrecha correlación entre el flujo de calor y la intensa actividad magmática registrada en esta provincia. Contrariamente a lo expuesto, cuando la velocidad de extensión es menor que la velocidad de disipación térmica, el gradiente geotérmico no se incrementa, y la actividad magmática es mínima o nula. Es el caso de algunos bordes continentales pasivos con delgada corteza, como los de la península cantábrica (véase el capítulo Estructura de la Tierra).

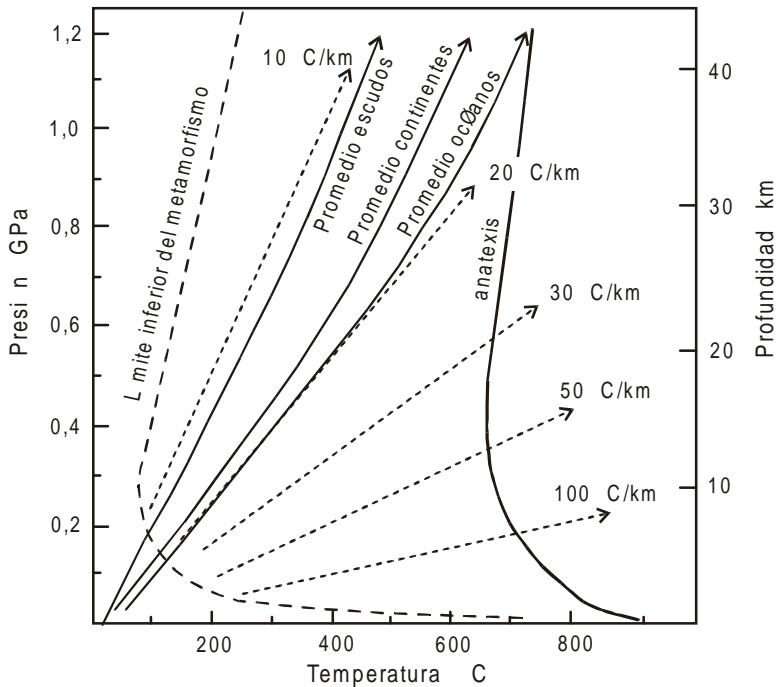


Figura 2. Promedios de gradientes geotérmicos, estimados mucho tiempo después que ocurrieran perturbaciones tectónicas o magmáticas. Las líneas llenas indican los promedios para distintas regiones de la corteza. Las líneas de guion con flecha indican los gradientes geotérmicos lineales, calculados sobre la base de una generación de calor cortical nula. En línea de guion largos se indica el límite inferior del metamorfismo y en línea llena el solidus saturado en agua de una roca granítica. Redibujado de Thompson (1992).

A diferencia de los regímenes extensionales, en las regiones con acortamiento lateral de la corteza, como en los frentes orogénicos donde se apilan diversas láminas de corrimiento, o en regiones de colisión continente-continente, se registran fuertes disminuciones en el gradiente geotérmico debido a la superposición de dos láminas litosféricas frías. Con el tiempo el gradiente tiende a normalizarse, aunque durante el proceso de normalización puede incrementarse localmente.

El gradiente geotérmico también aumenta en forma transitoria durante el desarrollo de arcos magmáticos como consecuencia del calor aportado convectivamente por el ascenso del magma hasta los niveles superiores de la corteza. Durante la intrusión del batolito de Sierra Nevada, Barton y Hanson (1989) estimaron que el gradiente geotérmico podría haber alcanzado hasta más de $100^{\circ}\text{C km}^{-1}$. En las dorsales oceánicas, donde la litósfera térmica está fuertemente adelgazada y hay una gran actividad magmática, el flujo de calor superficial es muy elevado, del orden de 400 mWm^{-2} (Fig. 3), lo cual promueve un gradiente geotérmico muy elevado.

Un gradiente geotérmico elevado también puede estar relacionado con el desarrollo de facies metamórficas de alta temperatura y baja presión, caracterizadas por temperaturas del orden de 500 a 750°C y presiones de 200 a 400 MPa . Por esta razón, este tipo de metamorfismo se puede encontrar tanto en las fajas orogénicas como en las regiones con extensión activa, ya sea en intraplaca como en los márgenes divergentes (De Yoreo et al., 1991)

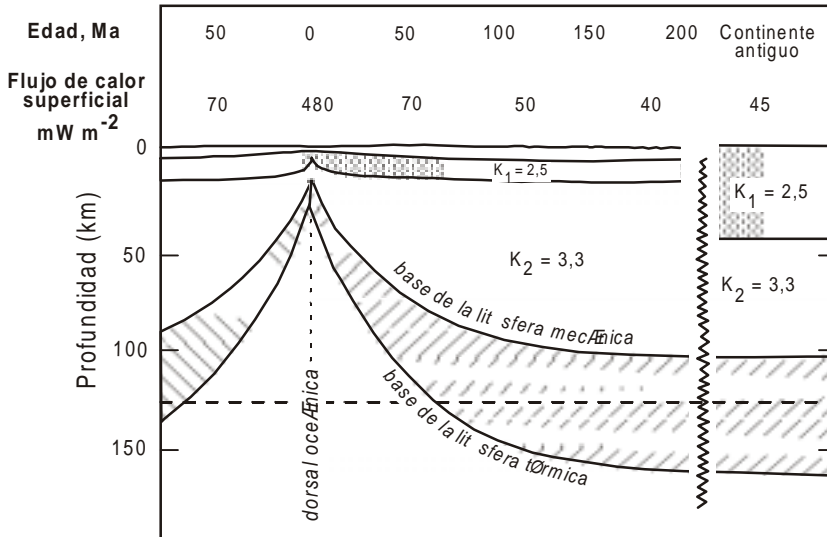


Figura 3. Variación del flujo de calor superficial en los océanos con la edad. K_1 y K_2 son los coeficientes de conductividad térmica, expresados en $\text{W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$. En las dorsales donde se genera la corteza oceánica el flujo de calor superficial llega hasta 480 mW m^{-2} mientras que en los sectores con mayor edad baja hasta 40 mW m^{-2} , equiparándose con el flujo de calor en los escudos precámbricos. El espesor de la litósfera térmica se adelgaza rápidamente en las dorsales oceánicas, lo cual se traduce en gradientes geotérmicos más elevados. La línea de guiones representa el hipotético espesor de la litósfera si no existiera la perturbación térmica de la dorsal. Redibujado de Sclater et al. (1980).

Variación de la temperatura con el tiempo. En muchos de los problemas geológicos, en particular con los relacionados con el emplazamiento de los cuerpos ígneos y el metamorfismo, es necesario estimar la historia del enfriamiento del cuerpo ígneo y la del calentamiento de la roca de caja. El conocimiento del tiempo que tarda en enfriarse un cuerpo ígneo y cuanto dura la aureola térmica favorece la comprensión de los procesos geológicos relacionados con la intrusión y con la formación, o no, de rocas metamórficas en su entorno. También nos proporciona información sobre el contraste térmico entre el cuerpo ígneo y la caja, una estimación aproximada del volumen del cuerpo ígneo, y la formación de posibles sistemas hidrotermales asociados a la aureola térmica. Muchos de los yacimientos metalíferos hidrotermales se encuentran asociados en el espacio a este último proceso. Los recursos proporcionados por la energía geotérmica también tienen una estrecha dependencia con la duración de la perturbación térmica superficial. Asimismo, debemos recordar aquí, que el tiempo es una variable muy importante en la formación de las rocas metamórficas, las cuales, además de presión y temperatura, necesitan de un tiempo prolongado para adecuarse a las nuevas condiciones de equilibrio, debido a que los procesos de difusión en el estado sólido son extremadamente lentos. Por esta razón, en las aureolas térmicas de muy corta duración, los procesos metamórficos son mínimos o inclusive pueden llegar a no registrarse.

Para considerar la variación de la temperatura con el tiempo se debe tener en cuenta que el gradiente térmico varía con el tiempo y por lo tanto el flujo de calor también varía en forma conjunta. Dicho de otra manera, debido a que el flujo de calor tiende a equilibrar la temperatura del sistema, el gradiente térmico disminuye gradualmente causando la disminución del flujo. Por lo

tanto, la variación de la temperatura con el tiempo está dada por la ecuación:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

donde T = temperatura; t = tiempo; κ = difusividad térmica y z corresponde a una de las tres direcciones en el espacio. La derivada segunda de la temperatura se debe a que varía tanto en el tiempo como en el espacio. Debido a que los valores de la difusividad térmica son muy pequeños, el enfriamiento de un cuerpo ígneo, con un volumen equivalente al de un plutón, es del orden de millones de años. En el batolito de Cornwall, Willis-Richards y Jackson (1989) estimaron que el enfriamiento completo del batolito, hasta equilibrarse con la temperatura correspondiente a la del gradiente geotérmico, con una profundidad de 14 km y un solidus de 660 °C, se completó en alrededor de 25 Ma.

Un método aproximado para estimar la disipación térmica por conducción de un cuerpo ígneo es aplicando la ecuación abreviada:

$$\tau = l^2 \kappa^{-1}$$

donde τ es el tiempo característico; l es la distancia de la perturbación térmica en el tiempo característico y κ es la difusividad térmica. De acuerdo con esta relación la difusividad térmica es igual a la relación entre el cuadrado del espacio perturbado térmicamente y el tiempo que tarda en disiparse la temperatura de ese espacio, a partir del momento del emplazamiento del cuerpo ígneo. Así p. ej. un cuerpo ígneo de 5 km de espesor requerirá un tiempo de 0,79 Ma para equilibrarse con la temperatura de la caja. Un dique, de 2 m de espesor, tardará solamente 46 días en equilibrarse térmicamente con la roca de caja.

1.3. Transmisión de calor por convectividad

La transferencia de calor por convectividad es el proceso por el cual el calor se transmite conjuntamente con el desplazamiento de la materia. Así, por ejemplo, cuando se calienta con un mechero el agua contenida en una tetera, el agua comienza a fluir desarrollando celdas convectivas, las cuales transportan el calor. En cambio, en las paredes de la tetera el calor se transmite exclusivamente por conducción.

El ascenso del magma a través de la litósfera o la circulación del agua desde las zonas calientes hacia las frías son los ejemplos típicos de transmisión del calor por convección. De esta manera el magma contribuye a la disipación térmica de la Tierra, transportando el calor conjuntamente con el magma. Sin embargo, como ya se explicó anteriormente, este mecanismo en la litósfera es transitorio y está restringido en el espacio, de modo que en forma global no puede considerarse como eficiente. En los cinturones donde se concentra la actividad magmática se desarrollan gradientes térmicos horizontales, aún no evaluados adecuadamente desde el punto de vista de su incidencia en la geología, pero se sabe que tienen una profunda influencia en las propiedades reológicas de las rocas. Los efectos más importantes que producen son dos: 1) fracturación térmica en la roca de caja y 2) disminución de la resistencia de la misma. En el primer caso las fracturas se originan por los cambios de volumen asociados con los cambios de temperatura. Las

fracturas que se forman aumentan la permeabilidad de las rocas favoreciendo la circulación magmática y/o hidrotermal, promoviendo la alteración de las rocas.

El aumento de la temperatura disminuye la resistencia de las rocas, facilitando su deformación. Por esta razón en los cinturones orogénicos la deformación se concentra en las fajas donde la actividad magmática ha sido más intensa. Cuando las intrusiones tienen dimensiones equiparables con la de los batolitos, el debilitamiento térmico de las rocas de caja alcanza un máximo, y puede abarcar un área con una extensión superior a la del batolito. La menor resistencia de las rocas en esta área favorece la absorción de los esfuerzos regionales, concentrando la deformación. Estas características pueden ser empleadas para interpretar la distribución de la intensidad de las fases orogénicas. Dentro de este marco de ideas Llabrás y Sato (1990) propusieron que la distribución de la fase orogénica San Rafael, del Pérmico Inferior, estaría relacionada a las regiones con intensa actividad magmática, es decir a las regiones menos resistentes. Fuera de ellas la deformación fue menos intensa y exclusivamente frágil.

También la actividad tectónica contribuye a que en los niveles superiores de la corteza el calor pueda ser transmitido por convectividad. Un ejemplo de ello es cuando una lámina de corrimiento es trasladada desde niveles profundos, más calientes, hacia los niveles superficiales, más fríos. En estos casos se produce una transferencia térmica conductiva, al transportarse el calor conjuntamente con la lámina de corrimiento. Ahora bien, si la velocidad con que se traslada dicha lámina es muy lenta el calor puede llegar a disiparse por conductividad y por lo tanto el transporte convectivo de calor se minimiza.

Una manera de estimar las proporciones relativas de calor transmitido por conducción y por convección es utilizando el número de Peclet Pe que relaciona las siguientes variables: v = velocidad, l = distancia, η = viscosidad.

$$Pe = \frac{vl}{\eta}$$

Si el número de Peclet es $\gg 1$ predomina la transmisión térmica por convección; si, en cambio es $\ll 1$ predomina el proceso de conducción. Si se tiene en cuenta que la difusividad térmica tiene un rango de variación muy estrecho en las rocas que componen la litósfera, y que la distancia l en la cual se considera que opera el proceso puede ser representada por un valor fijo, la velocidad del material resulta la variable que más influye en la naturaleza del mecanismo de transmisión térmica. Por ej. si la velocidad del material que transporta el calor es igual a cero la totalidad de la disipación térmica es por conductividad, mientras que si la velocidad es muy alta la transmisión de calor es exclusivamente por convectividad. En los casos en que el magma se desplaza a través de una fractura, su velocidad debe ser suficientemente alta para no perder calor por conductividad y así evitar el congelamiento en el camino.

En los sistemas donde el calor es transportado exclusivamente por convección, no se registra un intercambio de temperatura del sistema con el exterior. Se trata, entonces, de un sistema cerrado al calor. Cuando los sistemas se mueven verticalmente, como sucede p. ej. con el ascenso del magma que se desplaza desde niveles profundos hacia los niveles superficiales, la variación en la presión confinante produce cambios en el volumen específico del sistema, proceso que está asociado a cambios en la temperatura. Debido a que estos cambios se producen dentro del sistema, sin intercambio de calor con el exterior, se denominan adiabáticos. En los sistemas magmáticos el coeficiente de expansión térmica es pequeño, del orden de $7 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, por lo cual la pérdida de calor adiabática también es pequeña, y por este motivo muchas veces no se la considera en los modelos térmicos relacionados con el ascenso del magma. Además, al analizar la

evolución térmica de un proceso magmático se debe tener en cuenta que la pérdida de calor adiabática es compensada parcialmente por el calor liberado durante la cristalización (calor latente de cristalización).

McKenzie (1984) calculó la variación adiabática de la temperatura con la presión, a entropía (S) constante, sobre la base de la siguiente ecuación:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_s = \frac{g \alpha_f T}{C_p}$$

donde T = temperatura absoluta, que para los cálculos generales que abarcan la litósfera, se toma la de la base de la litósfera térmica, que es de alrededor de 1500°K (aproximadamente 1280°C); z = profundidad; g = aceleración de la gravedad α_f = coeficiente de expansión térmica del fundido, cuyo valor empleado en el cálculo ha sido de $6,8 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, y para las rocas de $4 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$; y C_p = calor específico a presión constante. Los resultados obtenidos arrojaron para los fundidos una variación de 1°C km^{-1} y para los sólidos de $0,6^\circ\text{C km}^{-1}$.

1.3.1. Gradiente adiabático

En la astenósfera y en la mayor parte del manto las rocas se comportan reológicamente como fluidos a lo largo de tiempos geológicos. De acuerdo con estas escalas de tiempo, la viscosidad estimada del manto es del orden de 1×10^{20} a 1×10^{22} Pa s. Debido a este comportamiento es posible el desarrollo de celdas convectivas y la mayoría de los investigadores sostienen que las mismas abarcan desde el límite del manto con el núcleo hasta la base de la litósfera. Por esta razón se cree que en el manto la transferencia térmica es esencialmente convectiva. A pesar que la velocidad a la cual fluyen las rocas es lenta, debido a su elevada viscosidad, el número de Peclet es elevado porque las distancias que recorren son muy grandes.

El gradiente geotérmico en el manto tiene que ser, entonces, diferente al de la litósfera, donde predomina la transferencia térmica conductiva. La diferencia radica en que la magnitud de calor transferido en forma convectiva en el manto es mayor que el transportado por conducción en la litósfera, que es muy poco eficiente porque el coeficiente de conductividad térmica es muy pequeño. Por lo expuesto, se considera que el manto tiene una mayor homogeneidad térmica con respecto a la litósfera y en consecuencia tendrá un gradiente mucho menor. El gradiente geotérmico en el manto es de tipo adiabático y se lo denomina **gradiente adiabático** y es de alrededor de $0,5^\circ\text{C km}^{-1}$ (Fig. 4). Si se compara con los gradientes de la litósfera, de alrededor 20°C km^{-1} sobre escudos Precámbricos, resulta ser muy bajo. En la base del manto, donde se estima que el coeficiente de compresibilidad es menor que en los niveles superiores del mismo, el gradiente adiabático es de solamente $0,3^\circ\text{C km}^{-1}$ (Fowler, 1990, p. 248). En la Fig. 5 se han sintetizado los diversos gradientes térmicos del interior de la Tierra.

1.4. Aureolas térmicas:

El emplazamiento de un cuerpo ígneo produce una perturbación térmica transitoria en su entorno, induciendo modificaciones texturales y mineralógicas. Las transformaciones que se producen en la roca de caja son muy diversas e incluyen reacciones minerales isoquímicas y alloquímicas, procesos de oxidación, reorganizaciones de las texturas y en algunas ocasiones se llega a producir una fusión incipiente. Desde el punto de vista reológico las rocas se debilitan mecánicamente y pueden llegar a fluir ante un esfuerzo constante, el cual puede originarse en los esfuerzos desarrollados durante el emplazamiento.

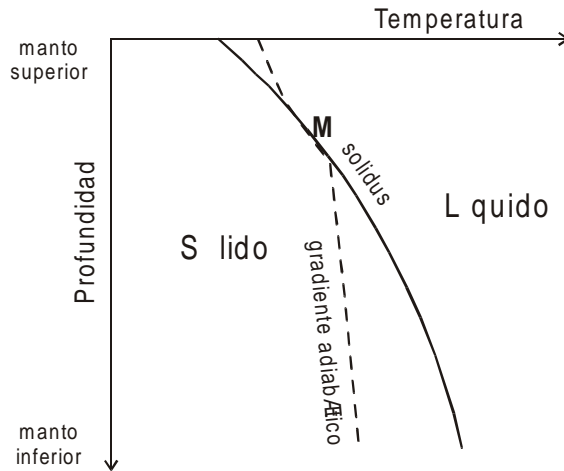


Figura 4. Gradiente geotérmico en el manto. Debido a las corrientes convectivas del manto, que transportan calor desde el límite del manto con el núcleo hasta el manto superior, el gradiente geotérmico es de tipo adiabático. En M el gradiente adiabático cruza la superficie del solidus. Redibujado de Fowler (1990, p.249).

Localmente, e inmediatamente en el contacto con el cuerpo intrusivos, la roca de caja se puede llegar a fundir en forma parcial. Sin embargo, este fenómeno no es frecuente, debido a la elevada cantidad de energía que se requiere para comenzar la fusión. Platten (1982) describió la fusión de cuarcitas feldespáticas causada por una intrusión de tamaño pequeño, de menos de 400 m de diámetro. También Wilde (1995) describió fusión parcial, localmente restringida, causada por la intrusión de gabros y noritas en psamitas y pelitas. Los gabros forman parte de un complejo diorítico a monzonítico de mediana extensión. Las areniscas y pelitas de la caja fueron transformadas en hornfels piroxénicos - cordieríticos y solamente llegaron a fundirse en forma parcial en el contacto con los intrusivos máficos. En Argentina, Llambías y Leveratto (1966) describieron la fusión parcial de xenolitos de areniscas finas incluidos en basaltos olivínicos. La fusión afectó solamente el contacto entre los granos, representando un escaso porcentaje del volumen de la roca.

Las variables que influyen en la reorganización de las rocas de la caja son numerosas (Barton et al., 1991) pero entre las más importantes se deben tener en cuenta las siguientes características:

1) La composición de la roca de caja. Son más sensibles a la recristalización aquellas rocas que tienen una asociación mineralógica de baja temperatura y una textura de grano fino.

2) La presencia de agua u otro volátil ya sea que se encuentre entre los poros de las rocas o en los minerales hidratados, que al ser calentados liberan agua, facilitando la transformación mineralógica y textural.

3) El tamaño del cuerpo intrusivo y su temperatura, que regulan la cantidad de calor cedida a la caja y el tiempo de duración de la perturbación térmica.

4) La proporción de volátiles dentro del cuerpo ígneo, que a su vez depende de su posición relativa interna. Los niveles próximos a la cúpula de los cuerpos ígneos son los más ricos en volátiles, mientras que las partes más profundas están relativamente empobrecidos.

5) El tiempo de duración de la perturbación térmica. Esta variable es importante porque todos los procesos de recristalización dependen, en un gran porcentaje, de los procesos de

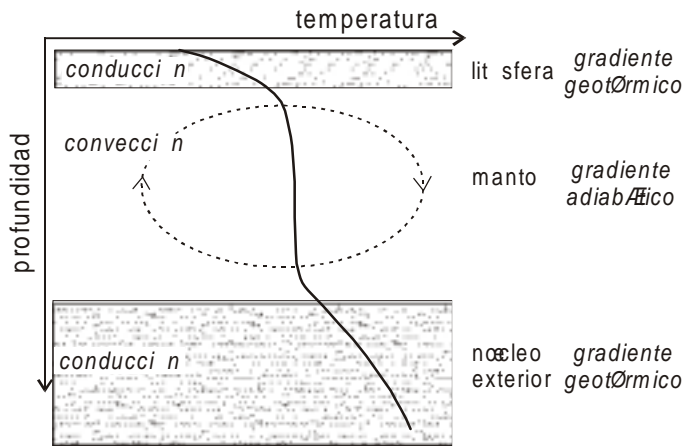


Figura 5. Diagrama esquemático que muestra los diferentes gradientes térmicos de la Tierra. En la litósfera y en el núcleo exterior la transmisión de calor es por conducción. En el manto el calor se transmite por convección y el gradiente es de tipo adiabático. Esto se debe a que el calor se transmite con mayor eficacia por convección que por conducción, equilibrando las temperaturas más rápidamente. Por este motivo el gradiente está gobernado principalmente por la variación de la temperatura con el coeficiente de compresibilidad y por lo tanto con la presión.

difusión en el estado sólido, los cuales son extremadamente lentos, aproximadamente del orden de $1 \times 10^{-12} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. La participación de los volátiles acortan las velocidades de difusión, favoreciendo la recristalización.

6) La magnitud del contraste térmico entre el cuerpo ígneo y la roca de caja, que es el que condiciona el gradiente térmico.

7) La permeabilidad de la roca de caja, que permite el escape de los volátiles originados en el cuerpo ígneo, o también el flujo del agua intersticial de la roca de caja, lo cual incrementa la disipación térmica por convección. Las rocas de caja con muy bajas permeabilidades impiden la liberación de los volátiles del magma, creando una sobrepresión en el interior del cuerpo magmático que puede llegar a generar diversas fracturas en la roca de caja. A través de ellas se disipa el calor en forma convectiva. En estos casos las cúpulas de los cuerpos ígneos son afectadas por numerosas reacciones subsólidas, y si las fracturas no son suficientes para drenar la totalidad de los volátiles puede llegar a formarse en el techo del plutón una caperuzza pegmatítica. En cambio, si la roca de caja es permeable los volátiles del magma fluyen libremente a través de ella y se favorecen las reacciones metasomáticas dando lugar a recristalizaciones alloquímicas.

Por lo general la perturbación térmica producida por los cuerpos ígneos de pequeño volumen es de corta duración, siendo la disipación térmica más rápida que el tiempo que requiere la nucleación de los nuevos minerales. En estos casos la roca de caja es apenas afectada, con excepción de una delgada banda de unos pocos milímetros adyacentes al cuerpo donde puede haber recristalización. Los cambios de color por la oxidación del hierro son más frecuentes. En los plutones de mayor tamaño, p. ej. mayores que 10 km de diámetro, la aureola térmica se extiende hasta algunos kilómetros a partir del contacto del cuerpo, pero a 10 km de distancia del contacto, el aumento de la temperatura es de pequeña magnitud (Fig. 6), del orden de unos $100 \text{ }^\circ\text{C}$ (Ghiorso, 1991).

Para conocer como se disipa la temperatura de un cuerpo ígneo es necesario conocer como

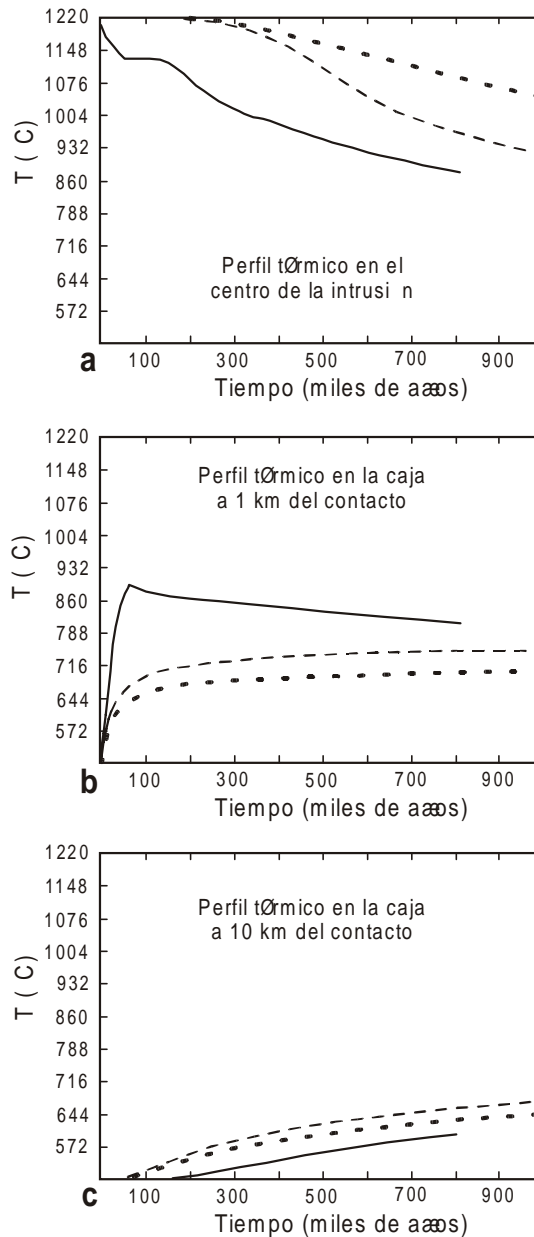


Figura 6. Variación de la temperatura con el tiempo de un cuerpo de basalto toleítico olivínico de 10 km de lado y de la roca de caja. En **a** se da la variación de la temperatura del centro del cuerpo ígneo, en **b** la variación de la temperatura de la roca de caja a 1 km del contacto y en **c** a 10 km de distancia. Las tres curvas representadas en cada uno de los diagramas corresponden a diferentes modelos de disipación térmica del cuerpo ígneo. La curva sólida corresponde a un modelo de enfriamiento convectivo-conductivo; la línea de guiones largos corresponde a un modelo exclusivamente conductivo con variación del calor latente de cristalización; y la línea de guiones cortos a un modelo conductivo con un calor latente de cristalización promedio que abarca el periodo de cristalización. Según Ghiorso (1991).

era la distribución en su interior de la temperatura. Dos formas extremas de esa distribución son posibles: 1) La distribución de la temperatura dentro del cuerpo ígneo está regulada por las corrientes convectivas. El resultado es que la distribución interna de la temperatura es homogénea y la transmisión térmica en su interior es convectiva. En este caso el calor del interior del cuerpo es transportado hacia el borde del mismo por las corrientes convectivas; 2) el cuerpo carece de corrientes convectivas, es decir se encuentra inmóvil. En este caso el calor se transporta exclusivamente por conducción, desde el centro hacia el borde. En este modelo se debe considerar, además, el calor latente de cristalización, el cual varía con la temperatura. Entre ambos modelos, se pueden encontrar una gran variedad de combinaciones intermedias, con participación de convección y conducción. Estos últimos modelos se adaptan mejor a la realidad, debido a que al comienzo del enfriamiento las celdas convectivas están activas, pero con el descenso de la temperatura y el aumento de la cristalización disminuyen progresivamente hasta que se detienen.

Ghiorso (1991) modeló el enfriamiento de un cuerpo de tholeíta olivínica de 10 km de lado y las variaciones de temperatura que se producen en la caja, cuyo temperatura previa a la intrusión era de 500 °C. Empleó modelos de enfriamiento convectivo y conductivo, y en este último caso distinguió con calor latente de cristalización variable y con calor latente de cristalización promedio de las temperaturas comprendidas en el intervalo de la cristalización (Fig. 6). Sus resultados indican que en el interior del cuerpo intrusivo la temperatura descendió alrededor de 200 °C después de 1 Ma. La temperatura de la caja, a 1 km de distancia del contacto, alcanzó un valor máximo, casi el doble de la temperatura original, a los 0,1 Ma, y luego se mantuvo prácticamente con muy poca variación hasta 1 Ma (que fue la duración del modelo). A 10 km de distancia del contacto la temperatura ascendió apenas unos 100 °C después de haber transcurrido 1 Ma.

En los niveles superiores de la corteza las aureolas térmicas de los cuerpos ígneos se manifiestan por la formación de hornfels, en particular si la composición de la roca de caja es sensible a los cambios de temperatura. Cuando la roca de caja son sedimentitas o rocas metamórficas de bajo grado como pizarras y filitas, la formación de hornfels tiende a borrar los planos de sedimentación o foliación, sobretodo en las zonas más cercanas al contacto con el cuerpo. En las zonas más alejadas, en cambio, se pueden mantener, y a veces los cristales pueden llegar a crecer paralelos a esos planos, produciendo una foliación secundaria mimética.

En los niveles corticales más profundos, y que además están siendo afectados por un metamorfismo de extensión regional, la perturbación térmica contribuye al aumento del grado metamórfico. El contraste térmico con la roca de caja es menor que en los niveles más superficiales y por lo tanto es menor el gradiente térmico. En estos casos, la aureola térmica se manifiesta como un aumento en el grado metamórfico, incrementándose la relación temperatura/presión, por lo cual se pueden desarrollar texturas metamórficas diferentes a las de la región no afectada por la aureola térmica. En efecto, los primeros cristales producidos por el nuevo incremento térmico son deformados y rotados por la deformación regional. En estos casos, si la deformación dura más tiempo que la perturbación térmica, predomina una textura con un orientación bien definida y similar a la orientación regional. En cambio, si la perturbación térmica sobrevive a la deformación, como es el caso en los plutones tardíos, predominan las texturas no orientadas con desarrollos de texturas porfiroblásticas. Si son varios los cuerpos ígneos que se intruyen durante un período de tiempo que es más corto que el de la disipación de la perturbación térmica de cada uno de ellos, las aureolas térmicas se superponen entre sí conformando una faja metamórfica con una elevada relación temperatura/presión (Barton y Hanson, 1989). Por ejemplo, en Fiambalá, de acuerdo con Grissom et al. (1991) el grado metamórfico de facies de anfíbolita imperante fue incrementado a facies granulita en el entorno de los cuerpos máficos, que según estos autores se habrían intruido durante el metamorfismo.

En algunos casos la aureola térmica produce en las inmediaciones del contacto con el plutón el debilitamiento mecánico de las rocas de caja, la que puede deformarse dúctilmente, y en muchos casos puede llegar a fluir, debido a los esfuerzos generados por el magma durante el emplazamiento. Esta deformación puede estar comúnmente localizada en forma específica ciertas partes del plutón, sin llegar a tener importancia regional alguna, o, por el contrario, lo puede envolver completamente, como sucede en las intrusiones diapíricas.

CAPÍTULO 2

Principios de Reología

2.1. Introducción

La reología es una de las ramas de la ciencia que trata sobre la deformación en todos sus aspectos, desde la formación de fracturas (deformación no continua) hasta el flujo de materiales viscosos (deformación continua). La aplicación de esta disciplina en el campo de la geología es imprescindible para comprender la mayor parte de los procesos que regulan la deformación de la litósfera y que tienen relación con la tectónica y con la formación de las estructuras que se encuentran en la parte superior de la corteza. El emplazamiento de los cuerpos ígneos está estrechamente relacionado con el campo de esfuerzos regional y con las propiedades reológicas del magma y de la caja, siendo el contraste reológico entre ambos, una de las características que más influye en la forma y tamaño de los cuerpos ígneos.

El **esfuerzo** (stress) se define como la fuerza aplicada por unidad de área. Debemos recordar que la fuerza (F) es una acción que se ejerce sobre una masa (m) para cambiar su velocidad o imprimirle una aceleración (a). Su ecuación es $F = ma$ y su unidad es el Newton (kg m s^{-2}). La unidad del esfuerzo es el Pascal, que es igual a Newton m^{-2} . Con anterioridad a la vigencia del sistema internacional de medidas, el esfuerzo se expresaba en dinas cm^{-2} y la unidad se denominaba baria. La conversión de barias a Pascal es la siguiente: $1000 \text{ barias} = 1 \text{ kb} = 100 \text{ MPa}$. La distribución de los esfuerzos se puede representar en el espacio en un eje ortogonal de coordenadas y por convención se denomina σ_1 al esfuerzo mayor, σ_2 al intermedio y σ_3 al menor. En un cuerpo en equilibrio, la suma de los esfuerzos es cero y se expresa con la siguiente relación $\sigma_1 - \sigma_3 = 0$. Cuando esta relación es distinta de cero ($\sigma_1 - \sigma_3 \neq 0$) el **esfuerzo medio** (σ_m) se define como:

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} \quad (1)$$

El esfuerzo medio representa la presión confinante y es responsable de la compactación o dilatación de un cuerpo.

El **esfuerzo desviatorio** representa la magnitud del esfuerzo que se aparta del esfuerzo medio y se define como el esfuerzo normal menos el esfuerzo medio.

Cuando el esfuerzo diferencial es nulo el esfuerzo se denomina **presión**, como por ejemplo ocurre en los líquidos. Los esfuerzos pueden ser compresivos o extensivos comúnmente se denomina presión confinante, donde $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$. En geología los esfuerzos compresivos tienen signo positivo y los extensivos negativos, contrariamente a la convención empleada en mecánica o ingeniería. La extensión se produce cuando el esfuerzo mínimo es menor que la presión litostática. En geología, y en escalas de orden regional, se dice que hay compresión cuando el esfuerzo máximo es horizontal y es superior al esfuerzo vertical, que es el mínimo, que corresponde al peso de la columna de rocas. El resultado es el acortamiento lateral, y, como se aplica

la ley de preservación de la masa, se produce un aumento en el sentido vertical. En este mismo esquema, los esfuerzos son extensionales cuando el esfuerzo horizontal es menor que el peso de la columna de rocas que está por encima. Se produce una extensión lateral y una disminución en el espesor vertical.

Cuando una fuerza actúa sobre un cuerpo se puede descomponer en un esfuerzo (= fuerza/área) perpendicular a un plano cualquiera y otro paralelo al mismo (Fig. 1). El primero se denomina *esfuerzo normal* σ_n y el segundo *esfuerzo tangencial* (σ_τ).

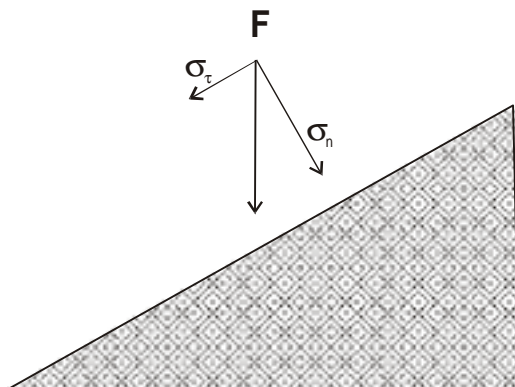


Figura 1. Descomposición de un esfuerzo cualquiera en un esfuerzo normal a la superficie y otro paralelo a la misma, denominado esfuerzo tangencial.

La deformación consiste en 1) traslación y 2) cambio de forma. No se considera como una deformación al cambio de volumen causado por la presión litostática, que se caracteriza porque la suma de los esfuerzos tangenciales es cero ($\Sigma\sigma_\tau = 0$). El cambio de volumen se conoce como *dilatación*, la cual si tiene una componente positiva se denomina *compactación* y si esa componente es negativa, se denomina *expansión*. Los esfuerzos normales solamente producen dilatación, y la magnitud del cambio de volumen depende de la porosidad y del coeficiente de compresibilidad, o de dilatación, del material. La deformación, se expresa en forma porcentual, tomándose como parámetro de referencia un objeto en el cual pueda identificarse su forma original. La deformación puede ser homogénea o heterogénea. En el primer caso las relaciones entre los distintos elementos del cuerpo que se deforma se mantienen sin variar las relaciones angulares entre ellos. Es heterogénea, cuando al final de la deformación estos elementos no guardan ninguna relación entre sí (Fig. 2). Asimismo, si durante la deformación progresiva los ejes del elipsoide de deformación permanecen paralelos a las direcciones de los esfuerzos principales la deformación es *coaxial*. Comúnmente se produce por cizalla pura (Fig. 3a). Si durante la deformación los ejes del elipsoide de deformación rotan y no guardan el paralelismo con los esfuerzos principales se dice que la deformación es *no coaxial*. Con frecuencia se produce por los efectos de una cizalla simple (Fig. 3b), que actúa como una cupla o par de esfuerzos.

El cambio de forma se puede lograr de maneras diferentes, dependiendo de las propiedades mecánicas del material y de la intensidad y duración del esfuerzo. La ruptura y el flujo pueden considerarse como los extremos del amplio espectro que abarcan los diferentes modos de deformación. La ruptura es un mecanismo por el cual comúnmente se deforman los materiales frágiles e implica una deformación no continua. El flujo, en cambio, es característico de los materiales dúctiles y representa una deformación continua. Ejemplos de deformaciones intermedias entre estos extremos es el flujo cataclástico, que implica ruptura a niveles casi microscópicos y permiten el flujo del material.

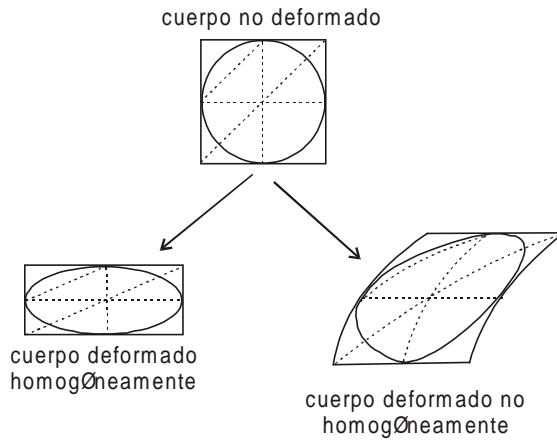


Figura 2. Deformación homogénea y no homogénea de un cuerpo. En el primero se conservan las relaciones angulares de cada uno de los elementos constitutivos del cuerpo, mientras que en el segundo no lo hacen.

2.1.1. Deformación no continua

El proceso de deformación no continua conduce al desarrollo de fracturas. Las mismas se dividen en dos grupos principales: 1) fracturas de extensión y 2) fracturas de cizalla. Las fracturas de extensión se caracterizan porque las paredes que la limitan no se desplazan una respecto a la otra en el sentido de la fractura. Son paralelas al esfuerzo máximo y perpendiculares al esfuerzo mínimo. Los diques ígneos, por ejemplo, se alojan en fracturas de extensión. En las fracturas de cizalla las paredes se desplazan en forma paralela a la fractura. Las fallas geológicas

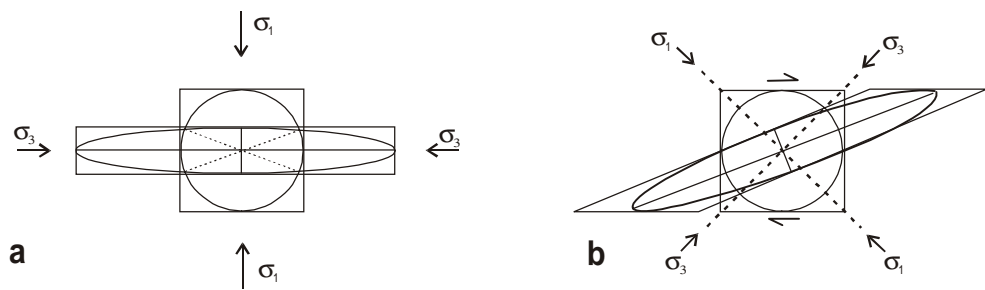


Figura 3. Deformación de un cubo y relación entre los ejes del elipsoide de deformación (el eje intermedio es perpendicular al papel) y la dirección de los esfuerzos principales. **a.** Deformación coaxial. Los ejes del elipsoide no rotan respecto a la dirección de los esfuerzos principales. En líneas cortadas se muestran las trazas de los planos que no han variado. Cizalla pura. **b.** Deformación no coaxial. Los ejes del elipsoide rotan y se apartan de las direcciones de los esfuerzos principales. Las flechas en la cara superior e inferior del cubo indican la posición de los esfuerzos tangenciales máximos. La deformación es por cizalla simple.

son ejemplos de fracturas de cizalla. Se forman en dos planos conjugados, que forman entre si un ángulo diedro cuya bisectriz es el máximo esfuerzo. En estos planos es donde el esfuerzo tangencial alcanza su máximo valor (Fig.4a). La cohesión se mide por el ángulo de fricción interna (φ), que es la relación entre el esfuerzo normal (σ_n) y el de cizalla (σ_τ) y se expresa de la siguiente manera (Fig. 4):

$$\tan \varphi = \frac{\sigma_\tau}{\sigma_n} = \mu \quad (2)$$

siendo μ el coeficiente de fricción.

Los mecanismos por los cuales se desarrollan las fracturas de cizalla han sido discutidos intensamente y los modelos más aceptados en la actualidad son dos: el de Navier - Coulomb y el de Griffith. Ambos emplean los diagramas ideados por Mohr para graficar las ecuaciones que gobiernan la fracturación. El esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) constituye el diámetro del círculo, con

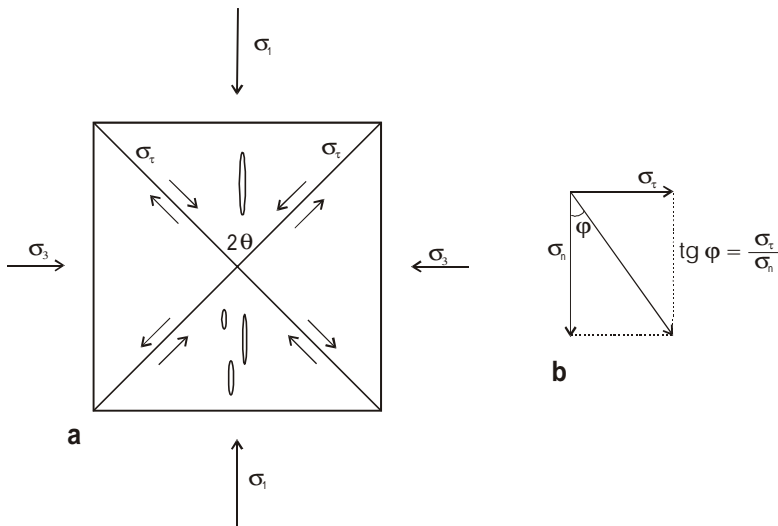


Figura 4 . a. Fracturas formadas en un cuerpo frágil cuando el esfuerzo supera su resistencia. Las fracturas elípticas paralelas al eje de máximo esfuerzo (σ_1) son extensionales y se caracterizan porque no son continuas y las paredes se separan pero no se desplazan en el sentido de la fractura. Las fracturas de cizalla se desarrollan en los planos donde la componente tangencial es máxima. El ángulo diedro (2θ) de esos planos es de 90° en materiales ideales que no poseen cohesión, disminuyendo hasta 60° con el aumento de la cohesión. Las fracturas de cizalla se caracterizan porque las paredes se desplazan a lo largo del plano. **b.** Ángulo de fricción interna (φ) definido por la relación entre esfuerzo normal (σ_n) y esfuerzo tangencial (σ_τ). En numerosos materiales es de aproximadamente 30° .

frecuencia sólo se representa el semicírculo porque el otro semicírculo corresponde a la imagen especular.

Los diagramas de Mohr relacionan los esfuerzos de cizalla con los esfuerzos normales (Fig. 5) y permiten definir la posición de los planos en los cuales el esfuerzo de cizalla es máximo, el ángulo diedro que forman entre ellos y los correspondientes esfuerzos normales para esta situación. También permiten determinar gráficamente el ángulo de fricción interna. Las ecuaciones son las siguientes:

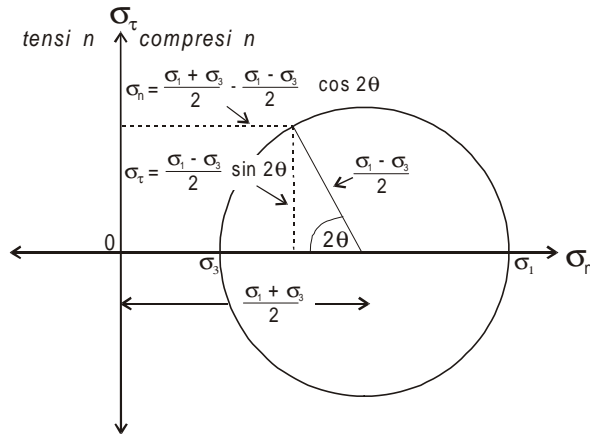


Figura 5. Diagrama esfuerzo tangencial (σ_τ) versus esfuerzo normal (σ_n) con la representación de los círculos de Mohr. Las ecuaciones entre ambos esfuerzos están indicadas en el gráfico. El ángulo 2θ es el ángulo diedro entre los planos de máximo esfuerzo de cizalla. La presión confinante está determinada por $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$ y corresponde al centro del círculo. En ausencia de esfuerzos diferenciales ($\sigma_1 - \sigma_3 = 0$) el círculo de Mohr es un punto ubicado en la abscisa. Los círculos que están a la izquierda del origen de coordenadas corresponden a un régimen de tensión pura.

$$\sigma_\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta \tag{3}$$

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta \tag{4}$$

En la ecuación (3) se relaciona el esfuerzo de cizalla máximo con el esfuerzo normal y el ángulo diedro formado por los planos conjugados de máxima cizalla. El valor de $\sigma_1 + \sigma_3/2$ representa el esfuerzo medio, que es equivalente a la presión confinante. En la ecuación (4) se relaciona el esfuerzo normal con la diferencia entre el máximo y el mínimo esfuerzo y el ángulo diedro 2θ . El valor del ángulo diedro depende del ángulo de fricción interna, de acuerdo con la siguiente relación: $2\theta = 90^\circ - \phi$. En los materiales dúctiles, cuyo ángulo de fricción interna es bajo el ángulo diedro tiende al valor teórico de 90° .

El criterio de ruptura de Navier - Coulomb se fundamenta en la ley de deslizamiento friccional, que presupone que el material tiene imperfecciones que sirven para concentrar los esfuerzos de cizalla. El criterio de ruptura está dado por las siguientes relaciones:

$$\sigma_\tau = S_0 + \sigma_n \tan \phi = S_0 + \sigma_n \mu \tag{5}$$

donde σ_τ = esfuerzo tangencial, S_0 = coeficiente de cohesividad (= cohesive shear strength) o coeficiente de fricción interna; σ_n = esfuerzo normal, ϕ = ángulo de fricción interna y μ es el coeficiente de fricción, (ecuación 1). La cohesión de una roca o de un material cualquiera es la fuerza que mantiene unidos sus componentes. El coeficiente es prácticamente una constante para la

mayoría de las rocas, y en general no depende del tipo de roca, con excepción de aquellas que son ricas en montmorillonita, vermiculita e illita, donde φ tiene valores más bajos. En las rocas previamente fracturadas el coeficiente de fricción interna es de 0,6, mientras que en las rocas con montmorillonita y vermiculita es de 0,18.

La graficación en el diagrama de Mohr de la ecuación (5) da una recta que se denomina *línea envolvente* o *línea de ruptura*. De acuerdo con el criterio de ruptura de Navier - Coulomb el material se fracturará cuando el círculo de Mohr sea tangente a la curva envolvente (Fig.6). En ningún caso el círculo formado por la diferencia entre σ_1 y σ_3 podrá exceder la línea envolvente. En los casos en que el círculo de Mohr no alcance la línea envolvente no se producirán fracturas. Los valores de los esfuerzos normales a la izquierda del centro de coordenadas son negativos y representan tensión. De la observación de la Fig. 6 resulta obvio que la resistencia del material en tensión es marcadamente menor que en compresión. Los círculos que se encuentran a la izquierda del centro de coordenadas corresponden al campo de tensión pura. De acuerdo con el criterio de Navier - Coulomb el ángulo de fricción interna no varía con el aumento del esfuerzo normal.

En forma empírica se puede establecer que en los niveles más superficiales de la corteza, donde

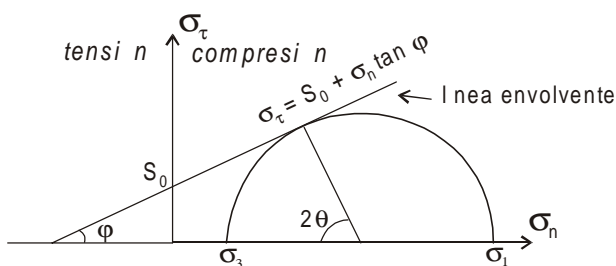


Figura 6. Criterio de ruptura según Navier - Coulomb, graficado en el diagrama de Mohr. El material se fractura cuando el círculo de Mohr es tangente a la línea envolvente, cuya ecuación está indicada en la figura. Se ha comprobado experimentalmente que el criterio de Navier - Coulomb es aplicable en el campo de compresión, pero se desvía notablemente en tensión. S_0 representa la cohesión del material. El ángulo diedro 2θ aumenta cuando disminuye el ángulo de fricción interna.

$\sigma_n < 200$ MPa, la ecuación (4) puede escribirse como

$$\sigma_t = 0,85 \sigma_n \quad (6)$$

En los niveles más profundos de la corteza, donde σ_n está comprendida entre 200 y 2000 MPa, la ecuación (6) se transforma en:

$$\sigma_t = 50 \text{ MPa} + 0,6 \sigma_n \quad (7)$$

Las ecuaciones (6) y (7) se conocen como ley de Byerlee, la cual expresa la magnitud del esfuerzo tangencial necesario para producir un deslizamiento a lo largo de una fractura. Entre 200 y 2000 MPa es necesario vencer un umbral de 50 MPa para lograr la ruptura.

El criterio de ruptura de Griffith se basa en las fuerzas interatómicas del material y presupone imperfecciones constituidas por grietas microscópicas que concentran en sus puntas el esfuerzo. Progresivamente estas grietas rotan para colocarse en los planos de máximo esfuerzo de cizalla, conduciendo a la ruptura. Las curva envolvente está dada por la ecuación:

$$\sigma_{\tau}^2 - 4T\sigma_n - 4T^2 = 0 \tag{8}$$

donde T es la resistencia en tensión (Fig. 7a). El ángulo de fricción interna es muy elevado en la zona del gráfico correspondiente a tensión pura y las rocas se fracturan por tensión. Con la disminución del esfuerzo tensional, y en transición hacia el campo compresional (σ_n pasa de negativo a positivo) el ángulo de fricción interna disminuye aceleradamente, tendiendo a cero a medida que aumenta la presión normal, por lo cual el ángulo diedro se acerca al valor teórico.

De acuerdo con los resultados experimentales, el criterio de Griffith responde mejor para la ruptura en tensión. En cambio, el criterio de Mohr - Coulomb es aplicable para los esfuerzos en compresión. Por esta razón ambos criterios se han combinado en uno solo (Fig. 7b) que se denomina criterio de ruptura combinado Navier - Coulomb - Griffith. El punto de unión de ambas ecuaciones se indica con la letra X y es el lugar donde las curvas tienen la misma pendiente (Fig.7b). Del diagrama de Mohr resulta obvio que la resistencia en tensión es significativamente menor que en compresión. La resistencia en tensión es la mitad a la resistencia cuando $\sigma_n = 0$.

El esfuerzo normal es nulo en la superficie de la Tierra pero también puede ser nulo en el interior de la misma cuando la presión del fluido que contiene la roca en sus poros iguala a la presión confinante. De acuerdo con Secor (1965) el esfuerzo efectivo ($\sigma_{ef} = \sigma - p_f$) de una roca porosa está dado por la relación: $\sigma_{ef} = \sigma - p_f$ donde p_f es la presión del fluido. La presión de fluido disminuye la resistencia de la roca, por lo cual en el diagrama de Mohr el círculo se desplaza hacia la izquierda (Fig. 7e). Los procesos de fracturación favorecidos por la presión de poros se denominan *fracturación hidráulica* y tienen una gran importancia en la apertura de fracturas en rocas en contacto con el magma o en los sistemas hidrotermales (Phillips, 1972).

Las condiciones para fractura están dadas por la relación

$$p_f \geq \sigma_3 + T \tag{9}$$

donde T es la resistencia en tensión (Fig.7a). El magma actúa como un fluido a los efectos de la fracturación hidráulica, por lo cual su presencia facilita los procesos de fracturación. Por esta razón los magmas con más de 65 % de cristales se fracturan bajo la presencia de pequeños esfuerzos diferenciales. En medio secos las condiciones para la fracturación se logran solamente por el incremento del esfuerzo diferencial (Fig. 7d).

2.1.2. Deformación continua

El flujo es la deformación de un material sin pérdida de cohesividad, y está gobernado por diversas ecuaciones que dependen de los diferentes mecanismos microfísicos que regulan el flujo. La ecuación más general se denomina ley de flujo exponencial (power-law creep) o también de reptación (= creep) y está dada por:

$$\dot{\epsilon} = C_0 \sigma^n \exp\left(-\frac{Q}{R'T}\right) \tag{10}$$

donde ϵ = tasa de deformación; C_0 = constante ($\text{GPa}^{-n} \text{s}^{-1}$), denominada constante de reptación y cuyos valores se dan en la tabla 1 del Propiedades Físicas del Magma; σ^n = esfuerzo elevado a un

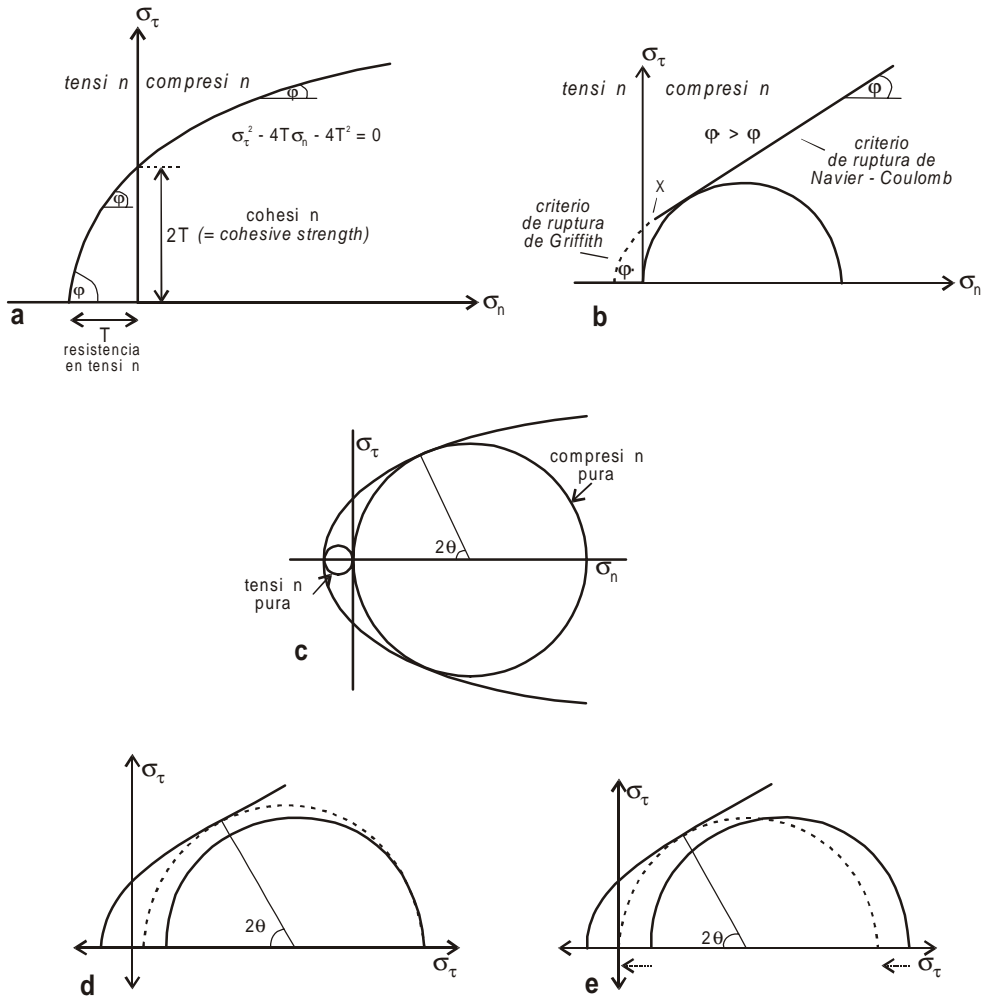


Figura 7. a. Línea envolvente parabólica según el criterio de ruptura de Griffith. La ecuación está indicada en el gráfico. $2T$ representa la cohesión del material para una presión confinante nula. La resistencia en tensión es T , la mitad de la cohesión. El ángulo de fricción interna (ϕ) disminuye con el aumento de la presión normal. b. Criterio de ruptura combinado de Navier - Coulomb y de Griffith. En X la pendiente de las líneas envolventes es la misma y representa el pasaje de un criterio a otro. En el criterio de Navier - Coulomb el ángulo de fricción interna no varía con la presión normal. (Redibujado de Price y Cosgrove 1991). c. Círculos de Mohr completos que indican los criterios de fracturación en tensión pura y en compresión pura. La curva envolvente es según el criterio de Griffith. d. Criterio de ruptura de un material por el aumento del esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$). e. Criterio de ruptura por la presión de un fluido en los poros de una roca, que disminuye la magnitud de los esfuerzos normales, desplazando hacia la izquierda el círculo de Mohr hasta que es tangente a la curva envolvente. En d y en e la curva envolvente es combinada según Navier - Coulomb.

potencia que normalmente se encuentra comprendida entre 1 y 5; Q = energía de activación, que es la energía necesaria para activar las modificaciones de la red cristalina de cada mineral; R = constante universal de los gases ($R = 8,3145 \text{ J mol}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) y T = temperatura absoluta. Los valores de Q para el cuarzo, el feldespatos y la olivina se encuentran comprendidos entre 120 y 550 kJ mol^{-1} , siendo el más bajo el del cuarzo y el más alto el de la olivina (véase la Tabla 1 del Capítulo Propiedades Físicas del Magma). La ecuación (10) también se conoce como ecuación de Dorn y refleja una deformación que se incrementa en forma constante ante un esfuerzo constante.

2.1.3. Aspectos físicos de la deformación

El comportamiento reológico de los materiales se estudia a partir de dos escalas de observación, las cuales tienen una estrecha relación con los mecanismos de la deformación. Las escalas de observación son: 1) el análisis de las texturas y de las estructuras de las rocas, o arreglos de la fábrica y 2) el análisis de las perturbaciones y modificaciones que ocurren en el interior de la red cristalina de cada mineral o en el contacto de las redes cristalinas. El primer acercamiento se basa en la mecánica del continuum, que consiste en el tratamiento de los materiales como si estuvieran conformados como un conjunto de volúmenes discretos repetitivos en el espacio. Por ejemplo una roca, o un conjunto de rocas, cuya composición y arreglos texturales se repiten en el espacio con similares características. También pueden ser conjuntos de rocas cuyos atributos y relaciones mutuas se repiten en el espacio. Las propiedades de cada una de las parcelas de volumen pueden ser representadas en el espacio por un sistema de coordenadas ortogonales y para su análisis se requiere del cálculo tensorial. Están incluidas dentro de la física del continuum la rotación y granulación de cristales, siendo ambos procesos los que generan las texturas de las rocas deformadas. En una escala mayor se encuentra la formación de las estructuras meso- a megascópicas, como por ejemplo las fallas, pliegues, brechas, etc.

El segundo tipo de aproximación para el análisis de la deformación se basa en el análisis de lo que sucede a nivel de la red cristalina y es la parte de la reología que trata los aspectos microfísicos de los materiales. Las deformaciones plásticas de los minerales se explican por las deformaciones de las redes cristalinas. En la deformación plástica no hay cambio de volumen, por lo cual no dependen de la presión. El aumento de la temperatura favorece la deformación plástica y cada mineral tiene un umbral característico a partir del cual comienza a fluir. La deformación plástica ocurre porque las celdas cristalinas son imperfectas, ya que contienen numerosos lugares vacantes que no están ocupados por los átomos correspondientes. La migración de los lugares vacantes es uno de los procesos por el cual se produce la deformación plástica. Otros procesos son: formación de maclas, migración de átomos a lo largo del contacto de dos granos, disolución y cristalización, pequeñas variaciones en el ángulo de los ejes de la celda, etc. Estos procesos no serán tratados en este manual, pero los lectores pueden recurrir a varios textos especializados que los tratan en detalle (Nicolas y Poirier, 1976; Poirier, 1985; Nicolas, 1987; Ranalli, 1987; Paschier y Trow, 1996).

Desde un punto de vista reológico los materiales se pueden dividir en dos grandes grupos: sólidos y fluidos. En reología se considera que un material se comporta como un sólido cuando al estar sometido a un esfuerzo diferencial no cede, a menos que ese esfuerzo alcance un umbral, que corresponde al límite de la resistencia. Un material se considera como fluido cuando cede fácilmente y exhibe un flujo constante ante pequeños esfuerzos constantes, sin importar cuán pequeños sean. Dentro de esta categoría pueden incluirse a los líquidos verdaderos y también a los agregados policristalinos, que bajo ciertas circunstancias especiales, como ser elevadas temperaturas

y/o bajas velocidades de deformación, pueden fluir. El vidrio, que desde el punto de vista termodinámico es un líquido sobreenfriado y por lo tanto metaestable, puede comportarse como un sólido a temperatura ambiente y a altas velocidades de deformación. Pero a bajas velocidades de deformación se comporta como un fluido, fluyendo ante un esfuerzo constante. El incremento de la temperatura en los vidrios favorece el comportamiento fluido, existiendo una temperatura de transición, por encima de la cual el vidrio fluye constantemente. Las coladas de obsidiana son líquidos cuyas temperaturas se encuentran cerca del solidus y son lo suficientemente altas como para que la viscosidad no sea tan elevada y puedan fluir.

Cuando la suma de los esfuerzos tangenciales de un cuerpo que se encuentra en el interior de la Tierra es cero, se considera que está sometido a una presión confinante o litostática, términos comparables con el de la presión hidrostática. La presión litostática difícilmente se logra en los niveles superiores de la corteza debido a numerosos factores, encontrándose entre los más importantes: 1) la rigidez de las rocas de esta parte de la corteza, que permite almacenar y transmitir los esfuerzos; 2) el relieve irregular de la superficie, que se aparta de la superficie del geoide; 3) las diferentes composiciones de las rocas, que se corresponden con diferentes propiedades mecánicas; y 4) las estructuras previas de las rocas, como ser fracturas, pliegues, superficies de discordancia, etc. No obstante, como una aproximación se puede considerar que en la parte superior de la corteza se puede lograr una presión litostática cuando el esfuerzo diferencial es menor que la resistencia a la fracturación. La presión litostática está más generalizada en los niveles profundos de la corteza, donde los materiales tienen bajas resistencias y se comportan como fluidos, cediendo con facilidad ante pequeños esfuerzos. La duración de los esfuerzos, que se mide en escalas de tiempo acordes con los procesos geológicos, normalmente es mayor que 10^5 años.

La magnitud de la deformación y los diferentes tipos de procesos que intervienen dependen de numerosas variables, pero las más importantes son la presión, la temperatura y el tiempo. También influyen la composición, y en forma muy destacable la presencia de fluidos intersticiales que interactúan con los minerales, favoreciendo la recristalización o los cambios mineralógicos. No podemos dejar de mencionar aquí la importancia que tiene en el modo de deformación, el tiempo de aplicación de un esfuerzo y la velocidad con que se deforma el material. Según sea la magnitud de estas dos variables, un mismo material puede comportarse como un sólido o como un fluido y, por lo tanto, puede exhibir distintas capacidades para la transmisión los esfuerzos.

En la tabla 1 se presenta una síntesis de los principales tipos de deformación y las variables más importantes que los regulan. En la Fig. 8 se han representado distintos modos de deformación, principalmente elástica, frágil, y dúctil.

El flujo de un material puede ser plástico o cataclástico. El flujo plástico se distingue del cataclástico porque la deformación del material se produce por la deformación de las celdas cristalinas, sin producirse rupturas. En el flujo cataclástico, en cambio, la deformación se produce por la microfracturación de los cristales. En las rocas, que son agregados de minerales con diferentes propiedades reológicas, algunos de los mismos pueden deformarse plásticamente mientras que otros lo hacen por granulación. Un ejemplo de esto son los granitoides que se deforman a temperaturas entre 300 y 550°C, donde es frecuente que el cuarzo se deforma plásticamente y los feldespatos se granulan.

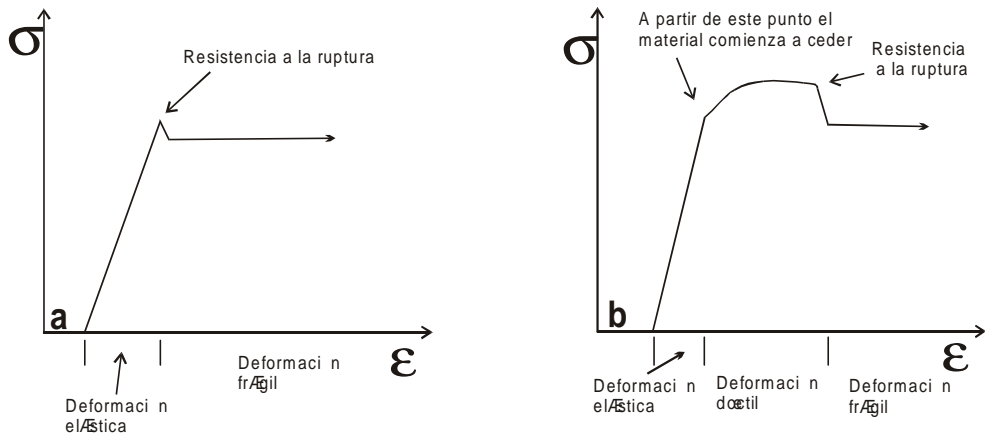


Figura 8. Diagramas esfuerzo diferencial (σ) versus deformación (ϵ). En **a** se representa un cuerpo elástico puro. En **b** se representa un cuerpo que se comporta elásticamente hasta un esfuerzo diferencial límite, a partir del cual se deforma dúctilmente hasta la ruptura.

2.2. Elasticidad

Algunos materiales se deforman ante esfuerzos diferenciales de acuerdo con la siguiente ecuación, conocida como Ley de Hook:

$$\sigma = E \epsilon \tag{11}$$

donde σ es el esfuerzo diferencial, ϵ es la deformación y E es un coeficiente de proporcionalidad, que es una constante para cada material y se denomina *módulo de Young*

El módulo de Young representa la magnitud del esfuerzo necesaria para causar una deformación y por lo tanto tiene como unidad la misma que el esfuerzo.

Los materiales que responden a la ecuación mencionada se denominan materiales elásticos o materiales que siguen la ley de Hook. La característica principal es que la deformación es instantánea y se recupera totalmente. Comúnmente existe un umbral para el esfuerzo por encima del cual el material se fractura, el cual se denomina límite elástico o resistencia a la ruptura. Al superarse el límite elástico se produce en forma instantánea la pérdida de la cohesión del material y la deformación, a partir de este momento, se produce por deslizamiento friccional.

Tipo de deformación	Mecanismo principal	Propiedades	Variables más importantes	Mecanismo de deformación	Rocas y estructuras
Frágil	Fracturación y formación de brechas	Pérdida de cohesión en parcelas definidas	Presión Hay aumento de volumen	Deslizamiento friccional a nivel macroscópico	Fracturas, brechas.
Transición dúctil-frágil	Flujo cataclástico	Pérdida de cohesión en forma penetrativa	Presión Hay aumento de volumen	Deslizamiento friccional a nivel microscópico	Clivaje, rocas cataclásticas, proto-milonitas, milonitas
Dúctil	Flujo plástico	La roca mantiene la cohesión	Temperatura, velocidad de deformación. No hay cambios de volumen	Flujo (= creep)	Milonitas, gneises, rocas metamórficas

Tabla 1. Tipos de deformación, sus principales características y las variables más importantes que influyen sobre las mismas.

Debido a que la deformación elástica es recuperable, la misma se encuentra almacenada como una energía elástica dentro de la celda cristalina. Cuando se retira el esfuerzo es esta energía la que permite la recuperación de la deformación. Debido a esta propiedad, se dice que la deformación de un material elástico es de tipo conservativa y, cabe destacar aquí, que se diferencia de la deformación de los materiales viscosos (véase más adelante) que es de tipo disipativa. La propiedad más destacable de los cuerpos elásticos con deformación conservativa, es la capacidad de almacenar los esfuerzos y, por lo tanto, de transmitirlos. La condición que tienen que cumplir es que dichos esfuerzos sean inferiores al límite de elasticidad. De esta manera, cuando se agrega un peso a un cuerpo elástico se produce en su interior una reorganización instantánea de los esfuerzos.

El módulo de Young de las rocas que componen la corteza y el manto es muy alto, del orden de 85-150 GPa. Debido a esta característica la magnitud de la deformación elástica en ellos es muy pequeña, y como el valor de E es mayor que el del límite de elasticidad se llega a la fracturación sin que la deformación elástica sea perceptible. No obstante, las rocas poseen los atributos característicos de la elasticidad, como p. ej. es la transmisión instantánea de los esfuerzos. Pero para que en este aspecto se pueda aplicar la teoría elástica las rocas no deben poseer fracturas previas, ni tampoco tener litologías con diferentes límites de elasticidad, como es común en las intercalaciones de areniscas y pelitas de las secuencias sedimentarias o en los complejos metamórficos. En general, la deformación se concentra en las rocas más débiles (= menos competentes), como p. ej. las pelitas, que absorben los esfuerzos, mientras que las más competentes (areniscas y cuarcitas), los refractan o alcanzan rápidamente la ruptura. En estos casos la transmisión efectiva de los esfuerzos es menor que en la teoría elástica porque se disipan, ya sea a través de deslizamiento friccional a lo largo de esas fracturas, y/o por consumirse en deformaciones dúctiles no recuperables.

Roca	Densidad	Coefficiente de Poisson	Módulo de Young	Módulo de cizalla	Módulo de compresibilidad	Coefficiente de expansión térmica
	kg m ⁻³		GPa	GPa	GPa ⁻¹	°C ⁻¹
Granito	2670	0,25	85	33	185	8 x 10 ⁻⁶
Gabro	2980	0,31	115	44	115	6 x 10 ⁻⁶
Dunita	3300	0,27	150	70	85	-

Tabla 2. Propiedades físicas y elásticas de algunas rocas

Los otros coeficientes más importantes, además del módulo de Young, son el **módulo de cizalla**, el **coeficiente de Poisson** y el **módulo de compresibilidad**.

El módulo de cizalla o módulo elástico, que también se lo denomina **módulo de rigidez** (= shear modulus) (G) representa la rigidez de un cuerpo, es decir la resistencia a ser deformado, y expresa la relación entre el esfuerzo tangencial (σ_t) y la deformación (ε)

$$G = \frac{1}{2} \frac{\sigma_t}{\varepsilon} \quad (12)$$

El módulo de rigidez o de cizalla expresa cuantitativamente la resistencia de un cuerpo ante un esfuerzo que tiende a deformarlo. Para iguales condiciones las rocas ricas en olivina tienen un módulo de rigidez más alto que para las rocas ricas en cuarzo y feldespato (Tabla 2). La rigidez de las rocas disminuye con el aumento de la temperatura y con la disminución en la velocidad de deformación. En los fluidos newtonianos la rigidez es cero porque no ofrecen resistencia.

El coeficiente o relación de Poisson (ν) expresa la relación entre la deformación perpendicular al eje del cuerpo, denominada *deformación transversal* y la paralela al eje del cuerpo, denominada *deformación longitudinal*.

$$\nu = \frac{\varepsilon_x}{\varepsilon_z} = \frac{\varepsilon_y}{\varepsilon_z} \quad (13)$$

donde ε_x , ε_y , ε_z representan la deformación según los ejes ortogonales del eje de coordenadas que representan a los vectores en el espacio.

El módulo de compresibilidad (β) es la relación entre el esfuerzo normal (σ_n) y la contracción en el volumen:

$$\beta = \frac{\sigma_n}{-\Delta V/V_0} \quad (14)$$

El módulo de compresibilidad se relaciona con el coeficiente de Poisson y con el módulo de Young de la siguiente manera:

$$\beta = \frac{3(1-2\nu)}{E} \quad (15)$$

El módulo de cizalla se relaciona con el módulo de Young y con el coeficiente de Poisson de la siguiente manera:

$$G = \frac{E}{2+(1+\nu)} \quad (16)$$

donde G = módulo de cizalla, E = módulo de Young, ν = coeficiente de Poisson.

El módulo de cizalla representa la resistencia de un sólido a ser cizallado y su magnitud es proporcional al módulo de Young e inversamente proporcional al coeficiente de Poisson. El módulo de cizalla tiene valores que oscilan entre 33 y 70 Gpa (330-700 kb), que al igual que el módulo de Young están muy por encima del límite elástico (Tabla 2).

El coeficiente de Poisson expresa la relación de la deformación lineal con respecto a la transversal. Cuando se estira una barra, de cualquier material, se cumple la ley de conservación de la masa. La vara al alargarse en el sentido longitudinal, tiene que angostarse en el sentido transversal, o viceversa, cuando la barra está sometida a compresión el espesor se incrementa. El módulo de Young, en cambio, sólo considera la deformación lineal. El coeficiente de Poisson en los sólidos ideales es de 0,5, pero en las rocas es siempre mucho menor, de alrededor de 0,12 - 0,30. Las rocas máficas y las ultramáficas son las que poseen los valores más elevados.

El módulo de compresibilidad expresa la capacidad que tienen los materiales de dilatarse o contraerse por los efectos de la presión. Los valores más frecuentes en las rocas oscilan entre $0,8 \times 10^{-11} \text{ Pa}^{-1}$ ($0,8 \times 10^{-6} \text{ bar}^{-1}$) y $2 \times 10^{-11} \text{ Pa}^{-1}$ ($2,0 \times 10^{-6} \text{ bar}^{-1}$) para las dunitas y los granitos respectivamente.

Gran parte de la información geofísica del interior de la Tierra se obtiene a través de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas compresionales (V_p) y las de cizalla (V_s), las cuales se denominan respectivamente ondas-P porque son las primeras en arribar por su mayor velocidad, y las de cizalla se denominan ondas-S, porque arriban en segundo lugar. Las ondas-P también se denominan longitudinales porque las partículas vibran en la dirección de la propagación de la onda. Las ondas-S también se denominan rotacionales, porque la vibración de las partículas se realiza en un plano normal a la dirección de propagación (Fig. 9).

Las ondas-S y las ondas-P requieren un medio elástico para su propagación y dependen de los módulos de rigidez (G) y de compresibilidad (β) del medio y también de la densidad (ρ) del mismo, de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$V_p^2 = \frac{\beta + \frac{4}{3}G}{\rho} \quad \text{y} \quad V_s^2 = \frac{G}{\rho} \quad (17)$$

donde V_p representa la velocidad con que propaga a través del medio la onda-P y V_s la velocidad de la onda-S.

Anelasticidad: En algunos materiales no siempre se cumple la ley de Hook, porque no se comportan como cuerpos elásticos perfectos. Parte de la energía almacenada como deformación elástica no se recupera y es, entonces, disipada como calor. En estos casos no toda la deformación es conservativa, sino que una parte de ella, aunque sea mínima, es de tipo disipativa

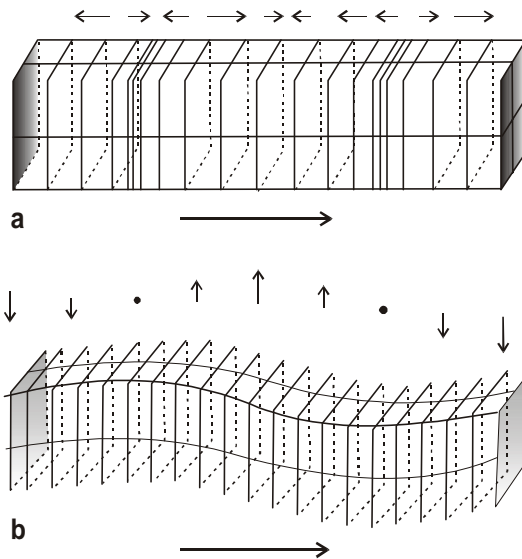


Figura 9. Características de las ondas sísmicas. La flecha inferior en cada dibujo indica el sentido de propagación de la onda. En ambas ondas una vez finalizado el paso de la misma las partículas permanecen en su lugar de origen. **a)** ondas sísmicas compresionales u ondas-P. Se caracterizan porque las partículas en el material vibran en el sentido de la dirección de propagación de la onda. Las flechas de la parte superior indican el movimiento de las partículas en un instante de tiempo: mientras unos sectores del material se comprimen otros se distienden. **b)** Ondas sísmicas longitudinales u ondas-S. Las partículas del material vibran perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda. Las flechas de la parte superior indican el movimiento de las partículas en un instante de tiempo.

y su recuperación parcial depende del tiempo. De acuerdo con estas características las ondas sísmicas, al no atravesar un medio puramente elástico, sufren una atenuación.

2.3. Viscosidad

La viscosidad es la resistencia que tienen los cuerpos fluidos para fluir y está gobernada por la siguiente ecuación:

$$\sigma_{\tau} = \eta \dot{\epsilon} \tag{18}$$

donde σ_{τ} es el esfuerzo tangencial, $\dot{\epsilon}$ es la velocidad a la cual se deforma o fluye el material y η es el coeficiente de proporcionalidad, denominado viscosidad, y que es propio de cada material. La viscosidad representa el esfuerzo necesario para producir una cantidad definida, en una unidad de tiempo, de deformación. Cuanto más viscoso es el material mayor será el esfuerzo necesario para producir una mayor cantidad de deformación en un mismo tiempo. En los cuerpos viscosos la deformación es de tipo disipativa y no se recupera. Por este motivo la disipación de los esfuerzos debe transformarse en alguna otra forma de energía, comúnmente en calor.

La propiedad más destacable de los fluidos es que la deformación es proporcional al tiempo.

po. Cuanto más tiempo se encuentre un fluido sometido a un esfuerzo constante, mayor será su deformación. En los fundidos ígneos existe, en la realidad, un límite para el tiempo, que está dado por el descenso de la temperatura. El enfriamiento de los fundidos promueve la cristalización y un consecuente aumento progresivo de la viscosidad hasta llegar a constituir un cuerpo rígido.

La deformación, ϵ , es un tensor que representa el gradiente de un desplazamiento. Si du es el diferencial de la elongación de una línea, hecho que implica un cierto desplazamiento a lo largo de esa línea, el gradiente del desplazamiento se expresa por la relación du/dx siendo dx el diferencial de la dimensión original. La relación du/dx indica el gradiente, que en este caso es en el sentido del eje x . El desplazamiento u de los puntos de un cuerpo no es constante. Esto implica una deformación interna del cuerpo puesto que el desplazamiento varía de un punto a otro. Si el desplazamiento de los puntos fuera constante se trataría de un cuerpo rígido y no habría deformación interna, sino fracturación y traslación, cualquiera sea la dimensión de la fracturación. La **tasa de deformación**, $\dot{\epsilon}$, que también es un tensor, expresa la variación del gradiente del desplazamiento en el tiempo, y está dada por la ecuación:

$$\text{tasa de deformación} = \frac{du}{dx} \frac{1}{dt} = \frac{\epsilon}{dt} \quad (19)$$

La relación du/dt es la diferencia de la magnitud del desplazamiento de dos partículas contiguas. Si A y B son las partículas se tiene:

$$\vec{du} = \vec{U}_B - \vec{U}_A \quad (20)$$

siendo U_B y U_A los vectores del desplazamiento de las partículas A y B y du la diferencia de ambos.

La magnitud de las velocidades de A (V_A) y de B (V_B) está dada por

$$V_B = \frac{\vec{U}_B}{dt} \quad \text{y} \quad V_A = \frac{\vec{U}_A}{dt} \quad (21)$$

y la diferencia entre las velocidades de A y B está dada por:

$$dv = V_B - V_A = \frac{\vec{U}_B}{dt} - \frac{\vec{U}_A}{dt} = \frac{du}{dt} \quad (22)$$

Reemplazando du/dt de la ecuación (19) por dv de la ecuación (21) se tiene:

$$\frac{dv}{dx} = \dot{\epsilon} = \text{tasa de deformación} \quad (23)$$

Se consideran tasas de deformación lentas las comprendidas entre $1 \times 10^{-12} \text{ s}^{-1}$ y $1 \times 10^{-18} \text{ s}^{-1}$. Con estas condiciones los materiales ceden ante bajos esfuerzos y fluyen (creep) con facilidad.

Existe una aproximación entre la magnitud del esfuerzo y la tasa de deformación. Los diagramas experimentales de esfuerzo versus tasa de deformación en olivina (Ranalli, 1987, p. 290) muestran un incremento lineal entre el esfuerzo y la tasa de deformación: para un esfuerzo de 100 MPa la tasa de deformación es de $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, mientras que para 10 MPa es de $1 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$. Esto significa que la tasa de deformación varía de acuerdo con la magnitud del esfuerzo aplicado.

2.4. Cuerpos con propiedades reológicas combinadas

En la naturaleza difícilmente se encuentran cuerpos que tienen un comportamiento elástico o viscoso puros. Gran parte de las grandes unidades rocosas se comportan con propiedades reológicas que resultan de la combinación de elementos elásticos con viscosos. En este sentido los cuerpos más importantes son los **firmoviscosos** (= cuerpos Kelvin), los **viscoelásticos** (= cuerpos Maxwell) y una combinación de estos dos que se denominan cuerpos Burgers. Para un análisis más detallado de estos temas se sugiere la lectura de Ranalli (1987, p. 84-87), de quien se ha condensado los párrafos que siguen a continuación.

2.4.1. Cuerpos firmoviscosos o Kelvin. El modelo reológico de estos cuerpos es el de un elemento elástico y un elemento viscoso dispuestos en paralelo (Fig. 10). Cuando un cuerpo de esta naturaleza es sometido a una carga el elemento viscoso retarda la deformación elástica. De no haber participado el elemento viscoso la deformación hubiera sido instantánea. Por este motivo la deformación de un cuerpo firmoviscoso es una función del tiempo y la recuperación de la deformación, que es una propiedad elástica, también es dependiente del tiempo.

La ecuación constitutiva es:

$$\sigma = 2G_K \varepsilon + 2\eta K \dot{\varepsilon} \tag{24}$$

y la deformación está expresada por

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \exp\left(-\frac{G_K}{\eta K} t\right) \tag{25}$$

donde G_K es el módulo de cizalla o rigidez del elemento Kelvin del cuerpo y η_K es la viscosidad Kelvin, σ es el esfuerzo de carga, ε es la deformación y ε_0 es la deformación inicial instantánea. De acuerdo con esta última ecuación la deformación disminuye exponencialmente hasta cero, recuperándose completamente (Fig.10).

La relación entre la viscosidad Kelvin y la rigidez Kelvin, η_K / G_K , expresa el tiempo que tarda en recuperarse la deformación. Por ejemplo, cuando $G_K = 0$ el tiempo de relajación es infinito porque el elemento viscoso interviene en un 100% y la deformación no se recupera. Cuando $G_K = \infty$ ó $\eta_K = 0$ el tiempo de relajación es cero porque el elemento elástico se encuentra recuperado en su totalidad. La relación η_K / G_K se llama tiempo de relajación Kelvin, τ_K , y tiene la dimensión de tiempo.

2.4.2. Cuerpos viscoelásticos o Maxwell. Resulta de la combinación de un elemento elástico y de uno viscoso dispuestos en serie (Fig. 10). Al estar acoplados de esta manera el cuerpo

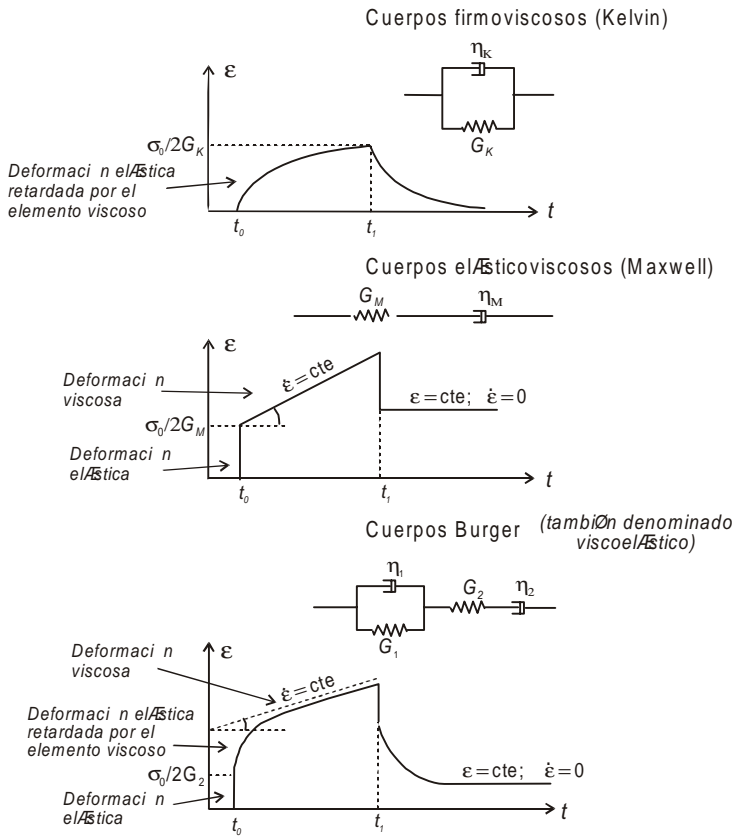


Figura 10. Modelos reológicos resultantes de la combinación de elementos viscosos y elásticos expresados en diagramas deformación-tiempo. Redibujado de Ranalli (1987, p. 84). Las relaciones $\sigma_0/2G_K$, $\sigma_0/2G_M$ y $\sigma_0/2G_2$ representan la deformación elástica (cuya expresión general es: $\epsilon = \sigma_0/2G$) lograda por el esfuerzo inicial (σ_0). G es el módulo de cizalla o coeficiente de rigidez y los subíndices K y M indican que corresponden a los elementos Kelvin y Maxwell respectivamente. G_2 indica que corresponde al elemento Maxwell del cuerpo Burger. t_0 y t_1 indican la iniciación y liberación del esfuerzo a un tiempo inicial y final respectivamente. En el cuerpo Kelvin la deformación se recupera totalmente pero en forma retardada por el elemento viscoso. En el cuerpo Maxwell la deformación que se recupera es la elástica, mientras que en el cuerpo Burger se recuperan las dos deformaciones elásticas, una instantáneamente y la otra en forma retardada. Las diferencias entre estos tres tipos de cuerpos no son tan marcadas en la práctica y no resulta sencilla su identificación. Por esta razón, el término viscoelástico es utilizado en forma genérica y el modelo que más se acerca a él es el cuerpo Burger que tiene un desarrollo similar al fenómeno de reptación (creep)

se deforma instantáneamente debido al elemento elástico y luego la deformación es proporcional al tiempo. La ecuación constitutiva es:

$$\dot{\epsilon} = \frac{\sigma/t}{2G_M} + \frac{\sigma}{2\eta_M} \tag{26}$$

y la deformación total bajo un esfuerzo constante está expresada por:

$$\dot{\epsilon} = \frac{\sigma_0}{2G_M} + \frac{\sigma_0}{2\eta_M} t \quad (27)$$

donde s_0 es el esfuerzo inicial.

Cuando se retira el esfuerzo se recupera únicamente la deformación elástica .

Si la tasa de deformación se mantiene constante es $\dot{\epsilon} = 0$ y la solución de la ecuación es:

$$\sigma = \sigma_0 \exp \left(- \frac{G_M}{\eta_M} t \right) \quad (28)$$

donde s_0 es el esfuerzo inicial aplicado.

La relación entre la viscosidad Maxwell y el módulo de cizalla: $\eta_M/G_M = \tau_M$ se denomina tiempo de relajación Maxwell. Esto significa que cuando la tasa de deformación es constante, el esfuerzo diferencial tiende a cero al cabo de ese tiempo. En los cuerpos viscoelásticos el esfuerzo se disipa al ser consumido por la deformación. Esta es una diferencia importante con los cuerpos firmoviscosos, cuya constante de relajación expresa la recuperación de la deformación al extinguirse el esfuerzo.

Con respecto a la aplicación de alguno de estos modelos para estudiar el comportamiento del manto ante la deformación, hasta ahora solo se han esbozado aproximaciones preliminares debido a la complejidad de los procesos. Uno de estos procesos, que más ha sido tenido en cuenta para tratar de comprender el comportamiento reológico del manto, es el del rebote isostático de las masas continentales que sucedió cuando se retiraron los hielos de la última glaciación. El peso de la calota de hielo produjo un esfuerzo sobre la litósfera que la flexionó y, al mismo tiempo, deformó el manto. Se puede deducir que el manto se habría comportado como un fluido que tuvo una viscosidad linear (newtoniana). Este comportamiento es efectivo para deformaciones que duran más de 1000 años, mientras que muestra una respuesta elástica para lapsos más cortos. En este sentido el manto se acerca al comportamiento de un cuerpo viscoelástico en cuanto que comenzó con una deformación instantánea, y luego le siguió una deformación proporcional al tiempo. El retiro de los hielos liberó el esfuerzo sobre el continente, produciéndose su rebote isostático. El tiempo de recuperación de la deformación se ha podido determinar con exactitud midiendo la variación de las alturas en los niveles de las líneas de costa. Este tiempo de relajación es de aproximadamente 1×10^3 años, que se ajusta al tiempo de relajación Maxwell con una viscosidad del manto de 1×10^{21} Pa s y $G_M = 1 \times 10^{11}$ Pa.

2.4.3. Cuerpos Burger. Estos cuerpos definidos por Ranalli (1987, p.87) resultan de la combinación en paralelo de los cuerpos Kelvin y Maxwell (Fig.10). Las ecuaciones constitutivas son complejas porque requieren de dos diferentes viscosidades y de dos coeficientes de rigidez, que corresponden a cada uno de los referidos cuerpos. No es el objeto de este manual profundizar sobre este tema, cuyo desarrollo se puede encontrar en el texto de Ranalli (1987).

En los materiales que se comportan como un cuerpo Burger, el esfuerzo tangencial produce tres tipos de deformación (Fig. 10). La primera de todas es una deformación elástica instantánea, que permite el almacenamiento de una cierta cantidad de energía, que vuelve al sistema una vez retirado el esfuerzo. El segundo tipo de deformación está constituido por una lenta deformación retardada, la que también es elástica y por lo tanto recuperable. La tercera y última manera de deformación es totalmente viscosa y, en consecuencia, es no recuperable. Esta última

es la que ocupa el mayor volumen de la deformación y por lo tanto, la característica principal del material al deformarse es la fluxión. Esta manera de deformarse es comparable con la reptación (*creep*) de los sólidos.

El magma, descrito como un líquido Bingham, también puede ser considerado como un cuerpo viscoelástico, en el cual la porción de deformación viscosa es muy superior a las dos componentes elásticas. Sin embargo, cuando la viscosidad efectiva del magma es muy alta, debido a la gran proporción de partículas en suspensión (cristales), la energía que puede almacenar es superior a su resistencia, conduciendo a la formación de fracturas. En este caso disminuye en forma relativa el elemento viscoso.

Las diferencias entre estos los tres tipos de cuerpos descritos no son tan marcadas en la práctica y su identificación no es sencilla. Por esta razón, el término viscoelástico es utilizado en forma genérica y con un sentido muy amplio y el modelo que más se acerca a la realidad y resume las características de los otros dos es el cuerpo Burger, cuyo desarrollo de la deformación es similar al proceso de reptación.

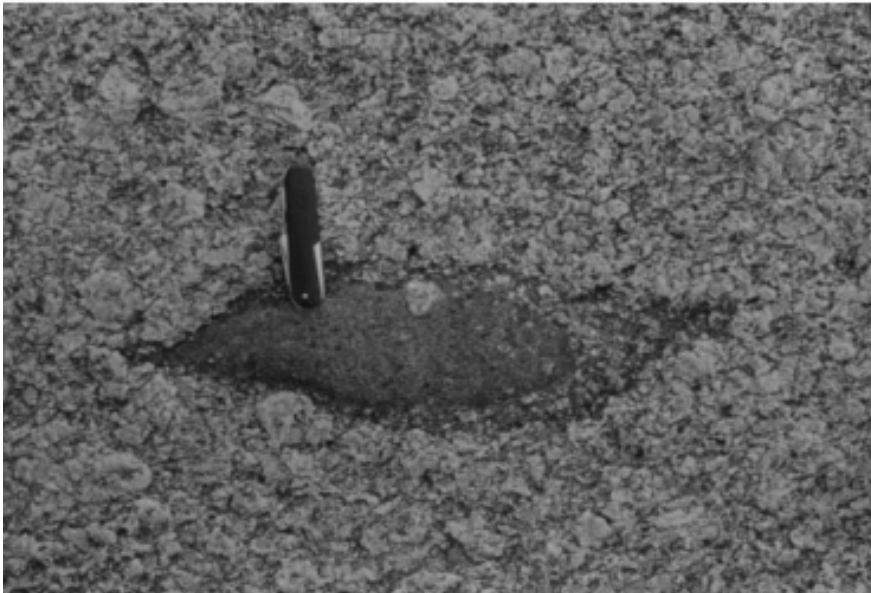
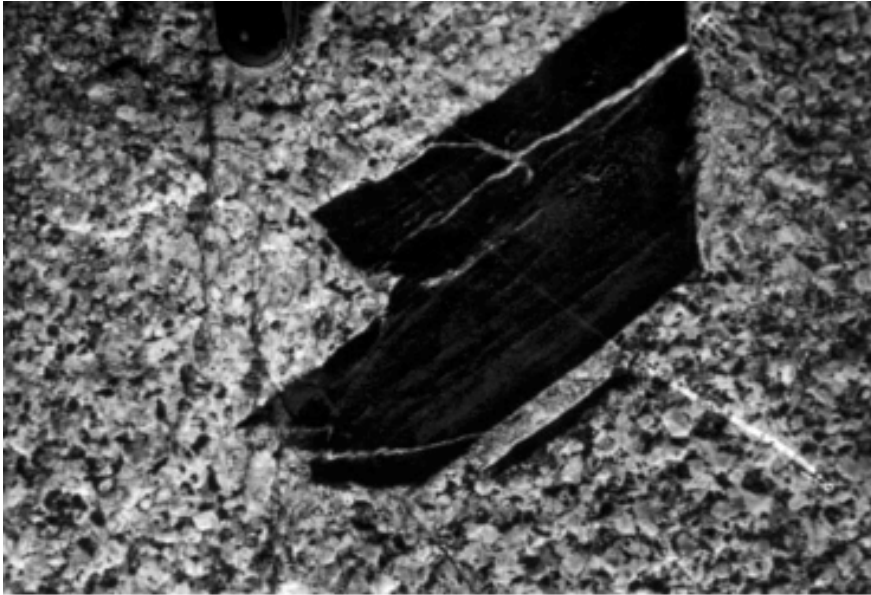


Lámina 1. Dos inclusiones en rocas graníticas con características reológicas y tiempos de residencia en el magma diferentes. Arriba, la inclusión es una filita inyectada, con bordes planos, y esquinas angulosas a astillosas, que indican fracturación frágil. No presenta alteración alguna, sugiriendo que el tiempo de residencia en el magma ha sido muy corto. Granodiorita Las Piedritas, batolito de Colangüil. Abajo, inclusión microgranular máfica con bordes suaves y curvilíneos que se adaptan armónicamente al flujo del magma. El tiempo de residencia ha sido largo ya que la inclusión muestra un progresivo reemplazo por parte de la roca hospedante. Este reemplazo se explica porque la presencia de la inclusión da lugar a un fuerte gradiente de composición. Debido a que las temperaturas magmáticas se mantienen por largo tiempo los procesos de difusión tienden a equilibrar la composición.

CAPÍTULO 3

Propiedades Físicas del Magma

El magma es un fluido y como tal puede escurrirse y cambiar de forma bajo la acción de un esfuerzo tangencial, por más débil que sea. Los fluidos ideales no tienen ningún tipo de resistencia a la deformación, y si no están contenidos, no transmiten ningún tipo de esfuerzo, porque son completamente absorbidos por la deformación. Pero antes de continuar con el análisis de las propiedades físicas del magma debemos recordar que este comportamiento no es exclusivo de los líquidos como ya se ha explicado en el capítulo anterior. También numerosos sólidos, bajo ciertas condiciones muy especiales, fluyen de manera similar a los líquidos, por lo cual en reología a estos materiales también se los denomina fluidos. Las condiciones que favorecen el flujo de los agregados policristalinos o de las rocas son: 1) elevada temperatura, que en las rocas ígneas es comúnmente superior a la mitad de la temperatura del solidus; y 2) prolongado tiempo de aplicación de un esfuerzo, de modo que la velocidad con que se deforma resulta muy lenta, del orden de $1 \times 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ o aún más lenta, de hasta $1 \times 10^{-18} \text{ s}^{-1}$. Este comportamiento dual de los agregados policristalinos queda claramente ejemplificado con lo que sucede en la corteza inferior, caracterizada por la ausencia de focos sísmicos, pero que deja pasar las ondas sísmicas provenientes del interior de la Tierra. En los casos en que las rocas de la corteza inferior se deforman a velocidades muy lentas, como ocurre en la mayoría de los procesos geológicos, su comportamiento reológico es equiparable al de un fluido, y consecuencia los esfuerzos que pueden soportar antes de ceder (= *yield*) son muy pequeños, del orden de unos pocos Pascales. Por el contrario, si la velocidad de deformación es mucho más rápida, como p. ej. sucede cuando una onda sísmica atraviesa la corteza inferior, esta se comporta como un sólido. Para comprender esto podemos imaginar que nos introducimos en la corteza inferior y aplicamos un martillazo, tal cual lo hacemos en la superficie para quebrar las rocas: el resultado será el mismo que si estuviéramos en la superficie, la roca se romperá frágilmente en varios trozos. Pero si dejamos el martillo y regresamos al cabo de un tiempo prolongado encontraremos que el martillo, al ser más denso, se ha hundido hasta una cierta distancia, de la misma manera que un sólido más denso se hunde en un fluido.

Con respecto al magma, las propiedades físicas más importantes que regulan su desplazamiento a través de la litósfera, el modo de extruirse en la superficie, y la forma y volumen de los cuerpos ígneos, son la **viscosidad** y la **densidad**. Por la primera propiedad el magma tiene la capacidad de fluir a través de la litósfera y llegar hasta la superficie, y lo debe hacer con tal eficiencia que debe mantener su temperatura por encima del solidus para no congelarse en el camino. La menor densidad del magma respecto al medio que lo rodea, favorece su ascenso hacia los niveles superiores de la litósfera, fenómeno que se expresa mencionando que tiene flotabilidad (en inglés = *buoyancy*). En los casos en que la densidad del magma se iguala con la de la roca de caja, la flotabilidad tiende a cero, por lo cual el magma deja de ascender. En estos casos si su viscosidad es baja, tiende a fluir horizontalmente, formando cuerpos laminares subhorizontales, denominados filones capa. Ejemplos de estos cuerpos son los enjambres de filones capa que han sido descritos en diversos lugares del mundo.

Cuando un fluido se desplaza posee una cierta cantidad de movimiento o *momento* que es proporcional a su masa y a su velocidad. El momento de un fluido es el producto de su masa por su velocidad. La variación del momento de un fluido (o un cuerpo cualquiera) es proporcional a la fuerza resultante (segunda ley de Newton).

La energía cinética ($E_c = \frac{1}{2} m v^2$ donde m = masa y v = velocidad) que posee un fluido en movimiento es la responsable de vencer las fuerzas de fricción que tienden a detener el flujo, y comúnmente durante este proceso la energía cinética se transforma en calor y se disipa. En las rocas extrusivas no consolidadas (depósitos de caída de tefra, brechas de los laterales de las coladas o de los domos) que se depositan con alto ángulo de reposo, la energía potencial ($E_p = mgh$, donde m = masa, g = aceleración de la gravedad y h = altura) se puede transformar en energía cinética si se disminuyen las fuerzas de fricción. Los flujos de densidad fríos, como los lahares, se originan porque al introducirse el agua en el interior del cuerpo disminuye drásticamente las fuerzas de fricción entre las bloques y partículas sólidas.

Otro aspecto interesante del magma es el aumento de la densidad que se produce por la cristalización. Esta variación en el volumen tiene una gran importancia en la distribución del campo de esfuerzos local y tiene una gran influencia en las estructuras y texturas de los estadios finales de la cristalización de los cuerpos ígneos.

3.1. Viscosidad

Los fluidos tienen una propiedad intrínseca que es la de fluir. A diferencia de los sólidos los fluidos no tienen forma propia y por lo tanto cuando se desplazan se deforman internamente sin pérdida de cohesión. Los materiales sólidos, en cambio, pueden trasladarse sin deformarse internamente, como sucede p. ej. en un bloque transportado tectónicamente. La resistencia interna a fluir se denomina viscosidad y es una constante para cada líquido.

Los fluidos que poseen elevadas viscosidades fluyen con mayor lentitud que los fluidos con viscosidades más pequeñas. La fluidez f es la inversa de la viscosidad η :

$$f = \frac{1}{\eta} \quad (1)$$

En reología cuando un fluido fluye también significa que se deforma. Los fluidos no poseen ninguna resistencia a la deformación – aún en aquellos casos que sus viscosidades sean extremadamente elevadas – y ceden ante un esfuerzo por más pequeño que sea. En consecuencia, la cantidad de deformación dependerá del tiempo de aplicación de ese esfuerzo: cuanto mayor sea el tiempo que actúa el esfuerzo mayor será la deformación. Para un tiempo y un esfuerzo determinados la cantidad de deformación dependerá de la viscosidad, lo cual significa que líquidos con menor viscosidad se deformarán en una proporción mayor respecto de aquellos líquidos que tengan una viscosidad mayor. Así, p. ej., dos coladas de lava con diferentes viscosidades, por ejemplo una máfica y otra silícica, que fluyen por una misma pendiente, llegará más lejos la que posee menor viscosidad.

La deformación de los fluidos no se recupera, es permanente, por lo cual la deformación es del tipo disipativa. Esta característica permite diferenciar a los fluidos de los materiales con

comportamiento elástico, los cuales una vez que se quita el esfuerzo, recuperan la deformación y por lo tanto devuelven al sistema la energía que habían almacenado durante la deformación. En cambio, en los fluidos la energía utilizada durante la deformación no se recupera y por lo tanto debe ser disipada. Comúnmente esa energía se transforma en calor. Sin embargo, este calor, aportado por la disipación de la viscosidad, es mínimo y aún no ha sido incorporado en los cálculos de variación de la temperatura para los magmas en movimiento.

La viscosidad del magma depende de su grado de polimerización, que a su vez es una función de la proporción de sílice. En los fundidos silicáticos el silicio se une con el oxígeno preferentemente con coordinación tetraédrica, por lo cual el silicio se encuentra en el centro de un tetraedro cuyos vértices son los oxígenos (SiO_4^{-4}). Las cargas negativas de los oxígenos permiten la unión con otros tetraedros, formando cadenas (Fig. 1). La magnitud de las cadenas es la que expresan el grado de polimerización del magma y la que le confiere la viscosidad. En síntesis, el silicio es un catión formador de red (T) por su afinidad a la coordinación tetraédrica con el oxígeno. Los oxígenos que comparten dos tetraedros se llaman oxígenos puentes (BO),

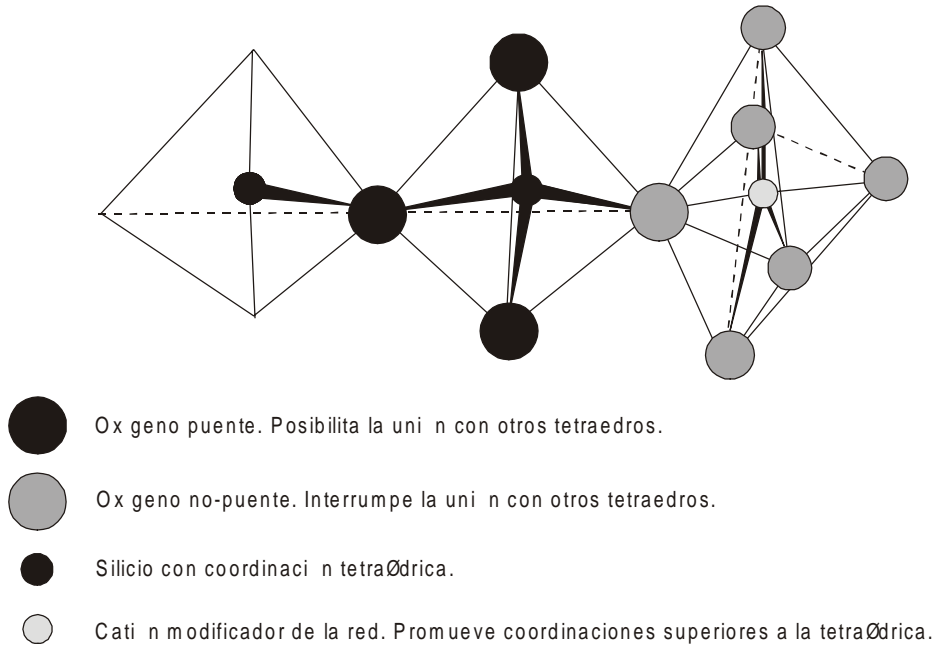


Figura 1. Representación esquemática según Mysen (1990) de las relaciones entre los oxígenos y cationes con diferentes coordinaciones. Los oxígenos puente se unen tetraédricamente con el silicio permitiendo la unión de los tetraedros. Los oxígenos no-puentes tienen otra coordinación y no permiten unir los tetraedros.

mientras que los oxígenos que comparten otros poliedros, con coordinación mayor que la tetraédrica, se denominan no-puentes (NBO), porque interrumpen el crecimiento de la cadena. La proporción de oxígenos no-puentes por tetraedro describe el grado de polimerización del magma y se define por la relación NBO/T (Mysen, 1990), es decir, por la relación del número de oxígenos de un tetraedro combinados con cualquier otro poliedro (oxígenos no puentes)

con respecto a los oxígenos con coordinación tetraédrica (oxígenos puentes, Fig. 1). La relación NBO/T varía entre 0 y 4, correspondiendo a 0 el máximo grado de polimerización, ya que ningún oxígeno del tetraedro está unido a otro poliedro y por lo tanto tiene la posibilidad de unirse a otro tetraedro. Cuando esta relación es igual a 4, todos los oxígenos del tetraedro están unidos a otros poliedros, impidiendo la formación de cadenas, lo cual significa que el líquido no está polimerizado. La relación NBO/T en las riolitas es $0,031 \pm 0,052$, mientras que en las andesitas es de $0,247 \pm 0,018$ y en los basaltos es de $0,682 \pm 0,147$ (Mysen, 1990), lo cual está de acuerdo con las viscosidades de los fundidos respectivos.

El grado de polimerización de los magmas silícicos disminuye debido a la presencia de iones que tienden a dificultar la coordinación tetraédrica del silicio, ya sea reemplazando a los oxígenos, o al silicio. Entre los componentes más importantes y frecuentes que reemplazan a los oxígenos se encuentra el agua que está disuelta en el magma. Los iones OH^- reemplazan al O^- en coordinación tetraédrica dificultando la unión con otros tetraedros y por lo tanto la polimerización. La viscosidad de un magma silícico anhidro a las temperaturas comprendidas entre el solidus y el liquidus, es del orden de 1×10^{13} Pa s, mientras que estos mismos magmas, pero saturados en agua, la viscosidad desciende hasta 1×10^6 Pa s, lo cual representa una diferencia de hasta 7 ordenes de magnitud (Fig. 2). El flúor es otro de los elementos que tiene propiedades similares a las del agua en cuanto a su capacidad por disminuir la polimerización del magma (Dingwell, 1987), ocasionando una fuerte disminuciones en su viscosidad. La influencia del cloro en el descenso de la viscosidad de los fundidos graníticos, en cambio, es mucho menos efectiva que la del flúor. (Dingwell, 1999).

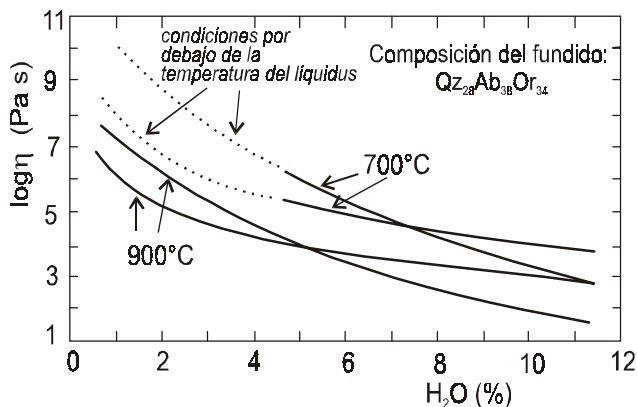


Figura 2 Viscosidad de un fundido haplogranítico (= granito de composición simple) en función del agua disuelta, según Holtz et al. (1996). Las dos curvas sólidas para cada rango de temperatura corresponden a dos métodos diferentes del cálculo de la viscosidad.

La sustitución del silicio, que se encuentra en el centro del tetraedro, por otros elementos cambia las longitudes y las relaciones eléctricas de los enlaces, variando el número de coordinación y por lo tanto variando el grado de polimerización. El hierro es uno de ellos. El estado de oxidación del hierro en los fundidos silicáticos tiene una gran importancia en el grado de polimerización, variando su importancia de acuerdo con la composición del magma. La relación $\text{Fe}^{+3}/\Sigma \text{Fe}$ entre las rocas volcánicas es máxima para las riolitas ($0,63 \pm 0,25$), mientras que para los basaltos tholeiíticos es menor ($0,29 \pm 0,13$) (Mysen, 1990). El Fe^{+3} en los magmas riolíticos se comporta como un catión formador de red por su capacidad de coordinación

tetraédrica, pero en los magmas máficos tiene preferencia por la coordinación octaédrica y por lo tanto se comporta como un catión modificador de red, disminuyendo en estos casos la viscosidad. El contenido de aluminio también ejerce una influencia importante en la estructura del magma, en particular cuando la relación $Al/Al + Si$ es elevada. Si, además, esta condición está acompañada por una cantidad de agua disuelta en el magma mayor a 3%, se produce una marcada disminución de la viscosidad, porque estas condiciones favorecen la despolimerización del magma (Mysen, 1992).

La viscosidad es la relación entre un esfuerzo tangencial y la deformación que este produce en la unidad de tiempo. Por lo tanto existe una relación directa entre el esfuerzo tangencial σ_τ y la deformación, que se puede expresar en la siguiente ecuación:

$$\sigma_\tau = \eta \frac{dx/dt}{dz} \quad (2)$$

donde dx/dt expresa la cantidad de deformación interna producida al cabo de un tiempo y por lo tanto mide la velocidad de la deformación; dz representa la distancia, medida perpendicularmente al desplazamiento del líquido, entre la pared que lo contiene y el interior del mismo (Fig. 3).

La relación:

$$\frac{dx/dt}{dz} = \frac{dv}{dz} = \dot{\epsilon} \quad (3)$$

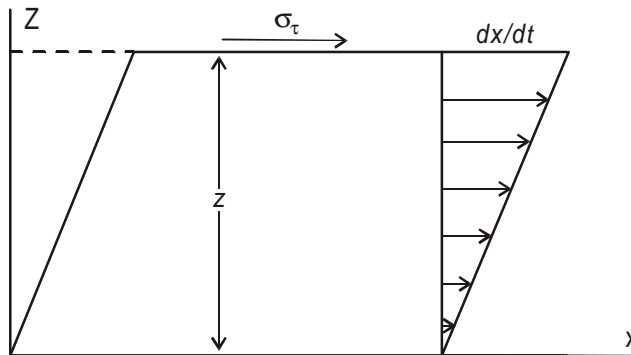


Figura 3. Esquema de la deformación de un fluido sometido a un esfuerzo de cizalla. El eje horizontal representa la base por donde fluye. Z representa la distancia desde la base hacia el interior del líquido y es perpendicular al desplazamiento. Las longitudes de las flechas son proporcionales a las velocidades de las partículas. La relación $dx/dt/dz$ representa el gradiente de velocidad.

representa el gradiente de la velocidad; dv/dz , y se expresa comúnmente con el símbolo $\dot{\epsilon}$ que representa la tasa de deformación del fluido y tiene como dimensión tiempo⁻¹. De acuerdo con (2) y (3) la ecuación que caracteriza la viscosidad de un fluido puede escribirse como

$$\sigma_\tau = \eta \dot{\epsilon} \quad (4)$$

Las tasas de deformación lentas que se consideran apropiadas para que los agregados policristalinos cedan ante un mínimo esfuerzo y fluyan, se encuentran en el rango comprendido entre 10^{-12} s^{-1} y 10^{-18} s^{-1} . Estas tasas son comunes en la corteza inferior y en el manto.

Las dimensiones de la viscosidad están dadas por la relación esfuerzo/tasa de deformación. En el sistema c.g.s. la unidad es el poise = 1 dina s cm^{-2} , mientras que en el sistema internacional la unidad es el Pascal s = $1 \text{ newton s m}^{-2}$. La conversión entre Pascal y poise es de $1 \text{ Pa s} = 10$ poises. Para tener una idea de la magnitud de la viscosidad de los fundidos silicáticos podemos mencionar que la viscosidad del agua, que por su baja viscosidad es considerada un fluido ideal, es $10^{-3} \text{ Pa s} = 10^{-2}$ poises. La viscosidad del manto, que ha sido inferida por distintos métodos indirectos, oscila entre 10^{20} - 10^{22} Pa s , y la viscosidad de un glaciar, el cual desciende lentamente de la montaña, se ha estimado en $1 \times 10^{13} \text{ Pa s}$. La viscosidad de un magma basáltico varía entre $5-10 \text{ Pa s}$ y $1 \times 10^3 \text{ Pa s}$ y la de un fundido riolítico entre $1 \times 10^6 \text{ Pa s}$ y $1 \times 10^{13} \text{ Pa s}$.

Si se conoce la viscosidad de un material se puede deducir la tasa de deformación que resulta de la aplicación de un esfuerzo determinado. Por ej. la tasa de deformación en el manto se puede calcular, si se asume un esfuerzo de 1 MPa (= $0,01 \text{ kb}$), de acuerdo con la siguiente relación:

$$\frac{\sigma}{\eta} = \dot{\epsilon} \quad \frac{10^6 \text{ Pa}}{10^{20} \text{ Pa s}} = 1 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1} \quad (5)$$

En forma recíproca, se puede deducir que con una tasa de deformación de $1 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ los materiales fluyen ante un esfuerzo de 1 MPa , lo cual significa que en estas condiciones los materiales prácticamente no ofrecen resistencia y fluyen ante un mínimo esfuerzo.

En la Fig. 4 se muestra el movimiento laminar de un fluido en un conducto de paredes rígidas. La longitud de las flechas es proporcional a la velocidad con que se mueve una partícula en el interior del líquido. La relación de velocidades entre las partículas contiguas expresa la **tasa de cizalla**. En los bordes externos del líquido, contra la pared que lo contiene, la velocidad es mínima – debido al rozamiento con la pared – y aumenta en forma progresiva hacia el interior del líquido, hasta alcanzar las partículas una misma velocidad. Por esta razón la tasa de cizalla es máxima en el borde y mínima en el interior, debido a que las partículas se mueven con una misma velocidad (Fig.4). La tasa de cizalla se manifiesta en los cuerpos ígneos viscosos, como una foliación, que en muchos casos puede llegar a ser extremadamente fina y ser comparable con la esquistosidad de una roca metamórfica. Estas estructuras se encuentran comúnmente en diques, en cuerpos subvolcánicos (p. ej. domos, Fig. 5) y coladas silíceas. En los diques y domos la foliación es paralela al contacto con la roca de caja. En las coladas y en el interior de los domos es irregular y puede estar plegada por efectos del flujo.

En la superficie de los planos de foliación se puede observar una lineación, consistente en los surcos dejados por las protuberancias de los fenocristales (Fig. 4b). La condición para que se preserve la lineación es un rápido congelamiento del cuerpo, que imposibilita la recomposición de la textura después de haberse detenido el movimiento. En la Fig 5 se observa la foliación, paralela al contacto, del borde externo de un domo dacítico, intruido en areniscas del Terciario, perteneciente al complejo volcánico de Farallón Negro. En magmas con viscosidades pequeñas, la tasa de cizalla es proporcionalmente más baja, y no llega a manifestarse en la roca como planos de foliación. Esto sucede porque al detenerse el magma los planos que separan los filetes de flujo, que están apenas insinuados por la baja tasa de cizalla, tienden a desaparecer

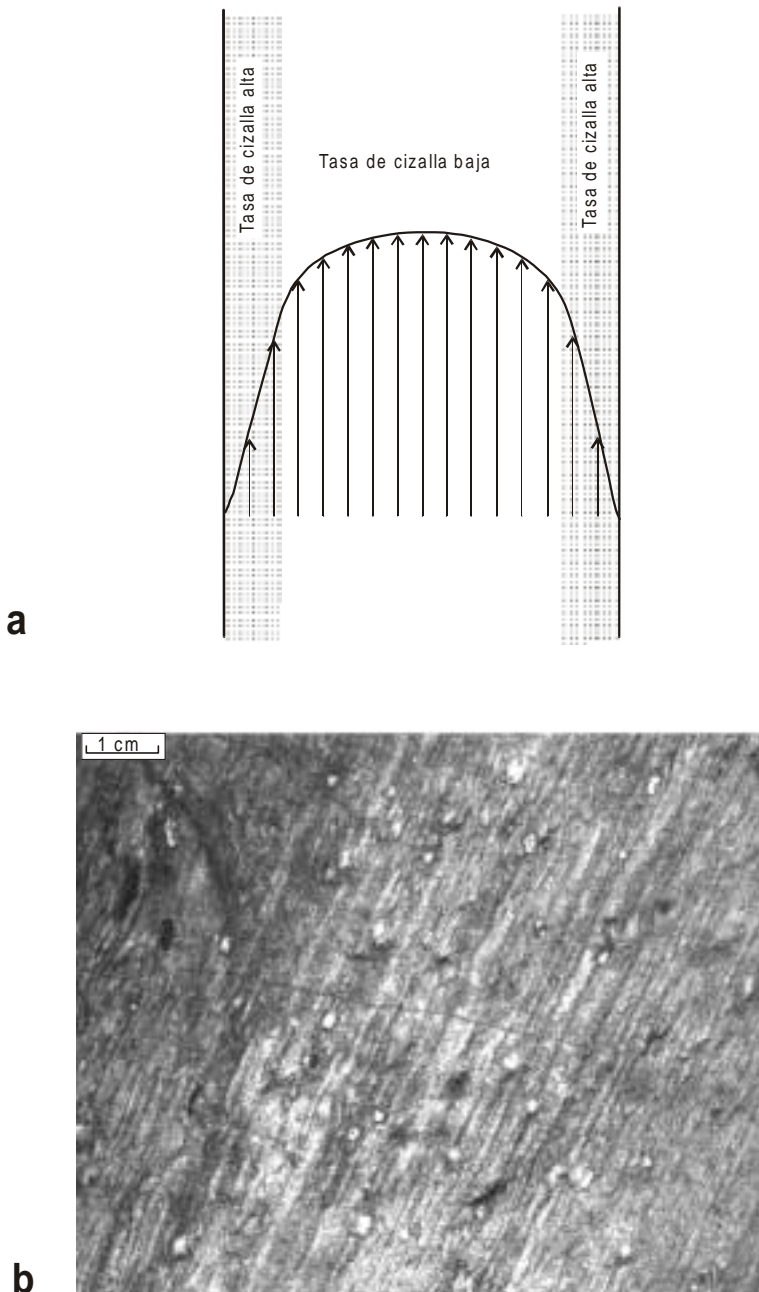


Figura 4. a) Movimiento laminar de un fluido a través de un conducto formado por paredes rígidas. La diferencia de velocidad con que se mueven las partículas en los bordes es alta, por lo cual tienen una tasa de cizalla alta. En cambio, en el interior la diferencia de velocidades entre las partículas es baja y la tasa de cizalla es también baja. b) Lineación en la superficie que separa dos láminas de flujo con distinta velocidad. La lineación consiste en surcos producidos por los fenocristales y otras irregularidades de la superficie. Esta textura es propia de magmas viscosos y corresponde a la zona con alta tasa de cizalla. Debido al rápido enfriamiento la estructura queda congelada y por lo tanto se la puede observar con claridad.

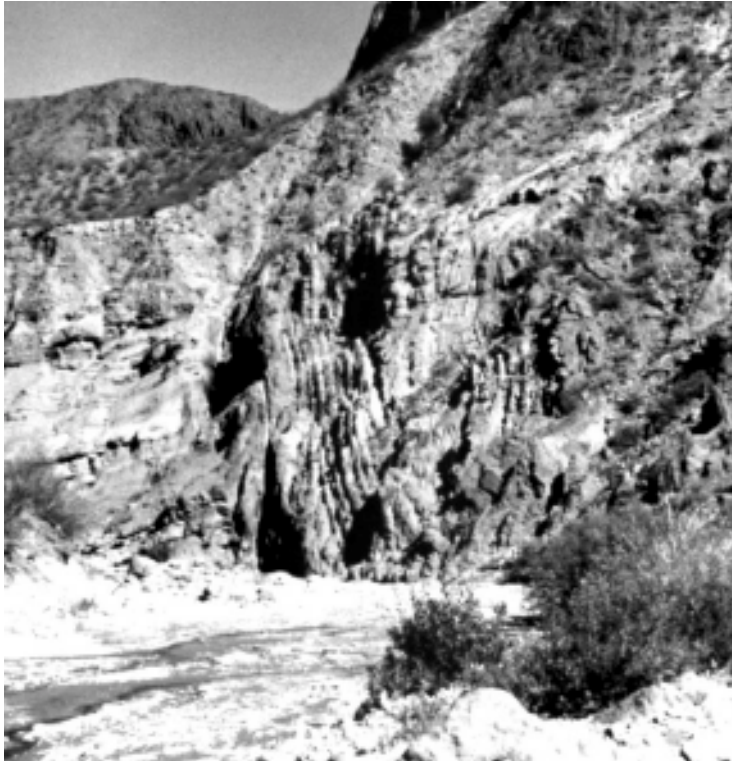


Figura 5. Foliación paralela al contacto en un domo subvolcánico dacítico, Farallón Negro, Catamarca. La foliación se observa como planos bien definidos paralelos al contacto. Los planos corresponden a planos de cizalla originados por las diferentes velocidades de cada uno de los filetes del flujo laminar. Con frecuencia representan superficies no cohesivas, por las cuales se parte preferencialmente la roca.

durante la cristalización.

Cuando la relación entre el esfuerzo tangencial y la tasa de cizalla es constante se considera que el líquido tiene un comportamiento newtoniano (Fig. 6), lo cual significa que cualquiera que sea el esfuerzo al cual está sometido, o también cualquiera sea la tasa de deformación, la viscosidad del fluido es la misma. Su comportamiento es lineal.

No todos los fluidos tienen un comportamiento newtoniano, de modo que una ecuación generalizada que abarque a la mayoría de ellos es la siguiente:

$$\sigma_{\tau} = \sigma_0 + \eta \dot{\epsilon}^n \quad (6)$$

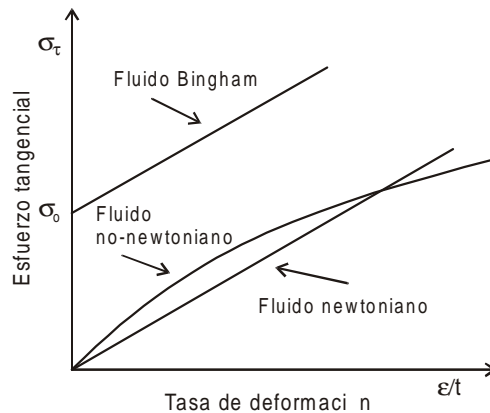


Figura 6. Diversos tipos de viscosidades. Las lineales corresponden a los fluidos newtonianos y las exponenciales a los no-newtonianos. En los fluidos Bingham se requiere un esfuerzo tangencial mínimo (σ_0) para comenzar la deformación.

donde σ_0 representa un umbral elástico que es necesario vencer para que el líquido comience a fluir. Cuando $\sigma_0 > 0$ se denominan *fluidos Bingham*. En la Fig. 6 se ha representado a uno de estos líquidos que luego de superar el umbral elástico (σ_0) se comporta como newtoniano. La magnitud de los umbrales elásticos a partir de los cuales el magma comienza a fluir aumenta con el grado de polimerización. La mayoría de los magmas silíceos tienen un valor de σ_0 que impide que pequeños cristales, más densos que el magma, se hundan, porque la diferencia de la densidad no es lo suficientemente elevada como para generar el esfuerzo necesario para superar el umbral elástico. Es por esta razón que los fenocristales de las rocas volcánicas, en particular las que poseen composiciones intermedias a ácidas, no se segregan ni se concentran entre las láminas de flujo durante el movimiento del magma, conservando los lugares donde se han nucleado y crecido. En magmas con menor viscosidad es factible la concentración de cristales como puede observarse en magmas graníticos de alta temperatura con megacristales de feldespatos potásicos donde estos se segregan en bandas paralelas a las láminas de flujo. Como ejemplo de estos granitos, tenemos los provenientes de la sierra de San Luis, que debido a sus bellas propiedades ornamentales se los puede observar en los frentes de numerosos edificios.

La tasa de deformación elevada a un exponente $n \neq 1$, $(\dot{\epsilon})^n$, significa que el fluido no tendrá una relación constante entre el esfuerzo y la tasa de cizalla, como es propio de los fluidos newtonianos. En estos casos se dice que el líquido es no-newtoniano. Generalmente n está comprendido entre 1 y 3. En los fluidos no-newtonianos la viscosidad varía de acuerdo con la tasa de deformación, por lo cual cuando se deforman y están sometidos a diferentes esfuerzos puede responder con diferentes viscosidades. En general, aunque no siempre es así, en los fluidos no-newtonianos cuanto mayor es el esfuerzo y/o la tasa de deformación menor es la viscosidad.

El término comúnmente empleado como viscosidad (η) es una simplificación del término correcto que es **viscosidad cinemática**. La **viscosidad dinámica** (ν), en cambio, es la viscosidad cinemática dividida por la densidad (ρ): $\nu = \eta\rho^{-1}$ y contiene implícito un concepto inercial que se encuentra relacionado con la masa en movimiento, es decir la energía adquirida por la transformación de la energía potencial (equilibrio) en cinética (movimiento). Tiene importancia en el análisis de las corrientes convectivas dentro de un cuerpo magmático debido al

factor inercial de esas corrientes, que una vez que se inician continúan hasta que las fuerzas de rozamiento las detienen. Las dimensiones de la viscosidad dinámica son $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

La viscosidad de un líquido disminuye sensiblemente con el aumento de la temperatura (Fig. 7). Los magmas con temperaturas próximas a la del liquidus tienen menor viscosidad que cuando sus temperaturas se encuentran próximos al solidus. La variación de la viscosidad con la temperatura está definida por la ecuación de Arrhenius:

$$\log \eta = \log \eta_0 + \frac{E_\eta}{RT} \quad (7)$$

donde η_0 es la viscosidad a una temperatura definida, E_η es la energía de activación necesaria para comenzar con el flujo viscoso, R es la constante de los gases y T la temperatura absoluta (Mysen 1990).

3.1.1. Viscosidad efectiva: La viscosidad del magma libre de cristales y de burbujas se puede calcular por los métodos de Shaw (1972) y de Bottinga y Weill (1972) que se basan en la composición química. Permiten estimar la viscosidad del magma por encima del liquidus, es decir desprovisto de cristales. Sin embargo, en la mayoría de los casos la temperatura del magma se encuentra comprendida entre la del solidus y la del liquidus, por lo cual contiene cristales en suspensión. La viscosidad de un líquido que contiene cristales, o burbujas, en suspensión es

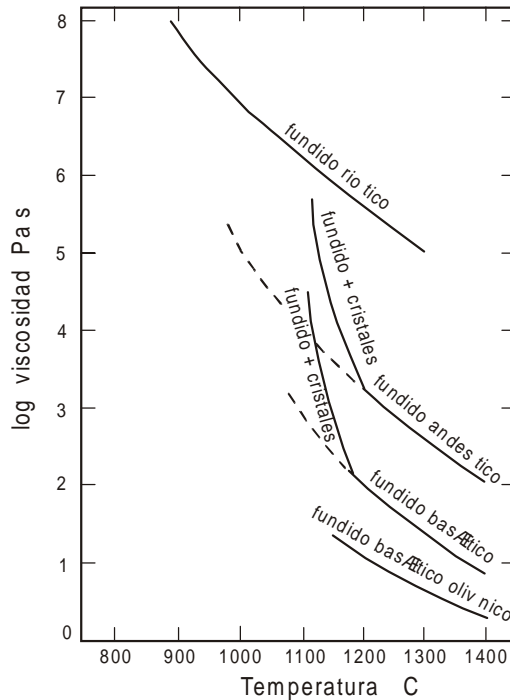


Figura 7. Variación de la viscosidad con la temperatura para distintas composiciones de fundidos magmáticos, compiladas por Williams y McBirney (1979).

diferente a la del líquido puro y se denomina **viscosidad efectiva**, también denominada a veces **viscosidad aparente**. La viscosidad de estos sistemas aumenta exponencialmente con el aumento de la fracción cristalina o de burbujas.

Un líquido que contiene abundantes burbujas se denomina espuma. Las espumas tienen mayor viscosidad que los líquidos puros. Es el clásico ejemplo de la crema de leche batida, proceso por el cual incorpora burbujas, adquiriendo una viscosidad mucho mayor que si estuviera desprovista de ellas. Con el magma sucede algo similar. Su viscosidad aumenta con la proporción de burbujas. La piedra pómez es un típico ejemplo de una espuma magmática congelada y su viscosidad ha sido mayor que la del mismo magma sin burbujas. Las coladas de espuma son raras, por su alta viscosidad y porque la presión interna de las burbujas tienden a fracturar los tabiques que las separan, dando lugar a las erupciones piroclásticas.

En cuanto a la influencia que tienen las burbujas sobre la viscosidad efectiva del magma poco es lo que se conoce. Las variables más importantes a tener en cuenta son: 1) proporción de burbujas; 2) la tasa de deformación; 3) la magnitud del esfuerzo tangencial. En las espumas los esfuerzos tangenciales se aplican en los delgados tabiques de líquido que separan las burbujas. De acuerdo con Spera et al. (1988) cuando la tasa de deformación es baja las burbujas permanecerán esféricas y la viscosidad efectiva del magma se incrementa, porque el sistema debe absorber las presiones que se desarrollan en el interior de las burbujas. En los casos en que la tasa de deformación es alta, las burbujas también se deforman, reduciéndose de esta manera la viscosidad efectiva. Sin embargo, Jaupart y Tait (1990) sostienen que en la mayoría de los casos la viscosidad efectiva excede la del líquido sin burbujas, y que además tienen un comportamiento tipo Bingham, con un umbral elástico por debajo del cual no fluye.

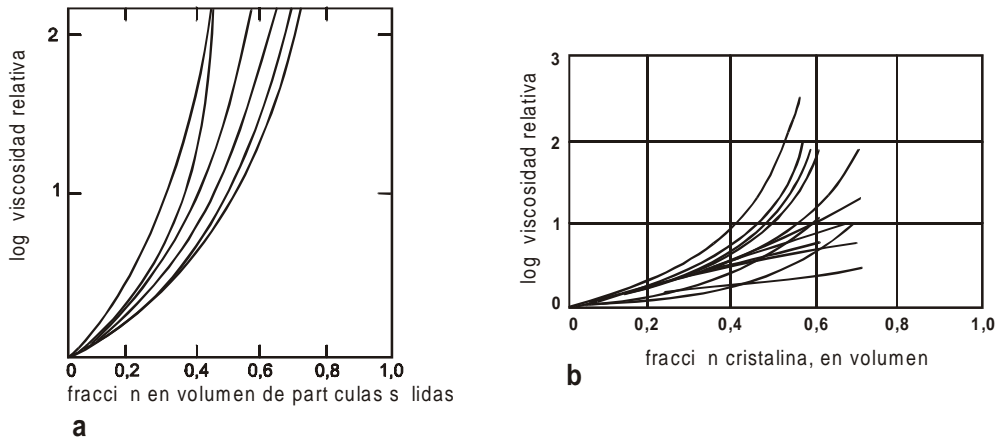
Cuando la presión interna de las burbujas es alta se puede llegar a la fragmentación, produciéndose un sistema tipo "aerosol" donde las presiones internas de los gases disminuyen drásticamente la fricción entre las partículas sólidas y por lo tanto la viscosidad del sistema.

En los sistemas con partículas sólidas en suspensión la viscosidad aumenta exponencialmente con la proporción de partículas. Cuando las partículas se tocan entre sí la viscosidad se hace tan elevada que prácticamente impide el movimiento del magma. Como se observa en la Fig. 8, con bajas concentraciones de cristales la **viscosidad relativa** (η_{ef}/η) es apenas mayor que la viscosidad del líquido sin cristales, pero cuando la concentración de los cristales alcanza un porcentaje en volumen de alrededor de 50-60% (fracción cristalina 0,5-0,6) la viscosidad relativa se incrementa en más de dos ordenes de magnitud, por lo cual prácticamente el magma queda inmovilizado (Wickham, 1987; Vigneresse et al 1996). Además, en estas condiciones el magma también adquiere una relativa rigidez, que le permite desarrollar fracturas, a pesar que todavía no ha terminado de cristalizar. Estas fracturas comienzan a desarrollarse cuando los esfuerzos diferenciales que se desarrollan en el interior de la cámara magmática exceden a la resistencia a la fractura (Fig. 9).

Los modelos más comunes para calcular la viscosidad efectiva (η_{ef}) se basan en la siguiente relación:

$$\eta_{ef} = \eta_0 (1 - R\phi)^{-2.5} \quad (8)$$

donde η_0 es la viscosidad del líquido sin cristales, que se puede calcular por los métodos de Shaw (1972) y de Bottinga y Weill (1972); y (ϕ) es la fracción cristalina expresada en volumen. El valor de R es una constante que depende de la forma y del tamaño de los cristales, y de su concentración. Para una roca ígnea con diversos tipos de cristales y elevada concentración, el coeficiente R se acerca a 1,67 (Marsh, 1981) mientras que para esferas de igual tamaño y bajas concentraciones es 1,35.



Figuras 8. Relación entre la viscosidad relativa (η_r/η) y la fracción, en volumen, de partículas sólidas. A partir de una fracción cristalina de alrededor de 0,55-0,60 la viscosidad relativa se incrementa rápidamente en varios órdenes de magnitud. **a)** es según Wickham (1987); **b)** es según Vigneresse et al (1996).

Pinkerton y Stevenson (1992) determinaron que la ecuación (8) sólo podía ser utilizada para magmas de composiciones máficas y bajas concentraciones de cristales. Magma con estas características tienen un comportamiento newtoniano. En cambio, los magmas más silíceos se comportan como líquidos Bingham y sobrepasado el valor de la resistencia al flujo (yield strength) tienen un comportamiento no-newtoniano. Para estos casos Pinkerton y Stevenson (1992) comprobaron que la ecuación (8) no es suficiente para calcular las propiedades reológicas para los magmas silíceos con temperaturas comprendidas entre el liquidus y el solidus, por lo cual propusieron nuevas ecuaciones que permiten calcular el valor del esfuerzo del umbral Bingham y el de la viscosidad efectiva. No obstante lo expresado, cualquiera que sea la ecuación que se utilice para calcular la viscosidad efectiva, hay una generalizada aceptación que a partir de aproximadamente 60 % de cristales el magma se hace tan viscoso que prácticamente es imposible su movimiento. Como se aprecia en la Fig. 8 la viscosidad efectiva aumenta en varios órdenes de magnitud. A su vez, con esta proporción de cristales el sistema adquiere una definida resistencia a la fracturación (Fig. 9). Por esta razón, en numerosos cuerpos plutónicos se pueden formar diques sin-magmáticos, porque al producirse las fracturas en los estadios finales de la cristalización, inmediatamente se rellenan con el magma residual.

Los valores de la resistencia al flujo (η_0) en los magmas que se comportan como líquidos Bingham se encuentran comprendidos entre unos pocos Pascales y aproximadamente unos 400 Pa. Pinkerton y Stevenson (1992) calcularon para el domo dacítico del volcán Santa Helena, USA, una resistencia al flujo de 370 Pa y una viscosidad efectiva comprendida entre $3,5 \times 10^9$ y $3,7 \times 10^{12}$ Pa s para una tasa de deformación de 1 s^{-1} y de $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$ respectivamente. Manley (1996) calculó para una voluminosa colada de riolita una resistencia al flujo de 17,5 Pa, asumiendo un contenido de 1 % de fenocristales y una viscosidad calculada de $3,5 \times 10^9$ Pa s. Para la misma colada, pero con 30% de fenocristales y una viscosidad calculada de $1,2 \times 10^{10}$ Pa s, la resistencia al flujo resultó ser de 51,7 Pa.

El hecho que el magma ácido posea un reología no-newtoniana, que sigue la ley exponencial (power law), significa que su viscosidad puede variar de acuerdo con la tasa de deformación.

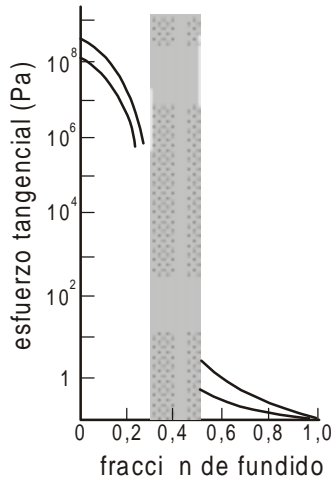


Figura 9. Variación de la resistencia a la ruptura de los fundidos silicáticos conteniendo diversas cantidades de cristales en suspensión, según Wickham (1987). En el área sombreada no hay datos. Los magmas con más de 65 a 70 % de cristales poseen una resistencia que les permite fracturarse.

Para deformaciones rápidas su viscosidad es en numerosas ocasiones menor. Esto significa que durante el ascenso de un magma ácido a través de la corteza, si los esfuerzos al que está sometido son elevados, como por ejemplo puede ser el caso de un fuerte gradiente de presión, el magma fluirá con mayor facilidad, debido a que responderá con una viscosidad menor, respecto al mismo magma pero cuya deformación se efectuara con una menor velocidad. Esto explica porque los magmas ácidos pueden recorrer largos trayectos dentro de la corteza, e inclusive llegar hasta la superficie, sin congelarse en el camino. Para lograr esto se deben mover a alta velocidad para evitar la pérdida de calor por conducción.

El comportamiento no-newtoniano de los magmas viscosos se puede reflejar en las situaciones extremas representadas en el esquema de la Fig. 10. En el caso representado en la Fig. 10a, en el cual una cámara magmática se está drenando a través de una fractura con diseño en échelon, que no es continua hasta la superficie. El esfuerzo a que está sometido el magma corresponde a la diferencia entre su densidad y la de la columna de rocas que está por encima. El esfuerzo resultante es muy pequeño y por lo tanto el magma se comporta con elevada viscosidad porque la tasa de deformación es pequeña, formando cuerpos intrusivos menores con formas de lacolitos. En el ejemplo dado en la Fig 10b) la cámara magmática esta relacionada a una fractura continua hasta la superficie. El esfuerzo resultante será proporcional a la diferencia entre las densidades del magma y la del aire, que es mucho mayor que en el caso anterior. El gradiente de presión es muy alto. La tasa de deformación en este caso es elevada. Además, se establece un gradiente de presión mayor, debido a que el peso de la columna de aire es mucho menor que el peso de la columna de rocas. Esta diferencia de presión, que puede llegar normalmente en la corteza superior hasta 25 MPa km^{-1} , produce la succión del magma. Un ejemplo cotidiano de este proceso es cuando se abre la puerta de un avión a 10000 m de altura con una presión interna similar a la de la superficie. Este presupuesto energético es suficiente para desencadenar una erupción y es mucho más efectivo aun si la propagación de la fractura y el relleno de la misma por el magma son simultáneos.

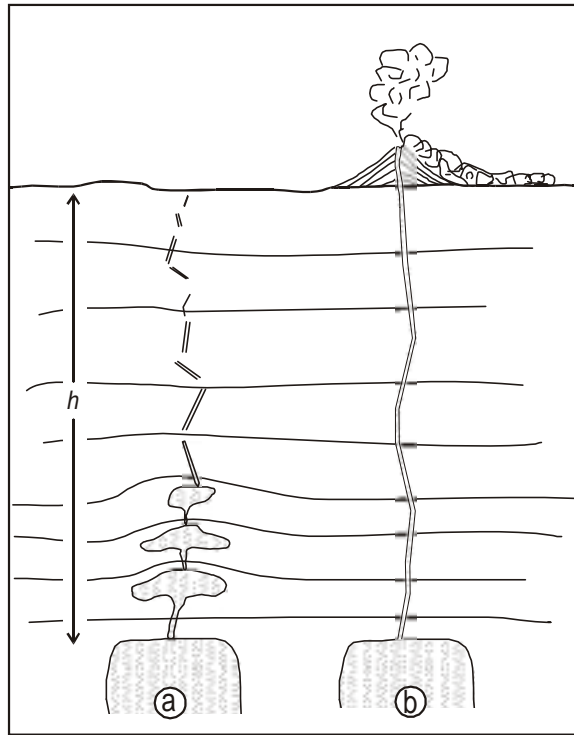


Figura 10: Dos ejemplos, no escala, de como puede influir en el modo de ascenso y en la forma de los cuerpos el comportamiento no-newtoniano de los magmas silíceos. En ambos ejemplos se trata de un mismo magma, con igual composición, temperatura, y cantidad de cristales en suspensión y ascienden por la diferencia de densidad con la de la roca de caja. **a):** En este ejemplo las fracturas no están conectadas con la superficie, por lo cual el magma para ascender debe vencer un esfuerzo proporcional a ρgh , siendo ρ la densidad promedio de la columna (h) de rocas y (g) la aceleración de la gravedad. El esfuerzo resultante de la diferencia en las densidades es pequeño y por lo tanto la tasa de deformación también es pequeña, por lo cual el magma se comporta con alta viscosidad, formando lacolitos. En **b)** la fractura está conectada con la superficie y la presión que debe vencer el magma es solamente la atmosférica más el peso de la columna del magma. Los esfuerzos diferenciales son elevados y por lo tanto la tasa de deformación también es elevada, por lo cual el magma se comporta con baja viscosidad y se escurrirá fácilmente a través de la fractura. Además, se debe tener en cuenta que el ascenso del magma se favorece con el aumento del gradiente de presión, que en la parte superior de la corteza es de 25 MPa km^{-1} y que succiona a la cámara magmática. El gradiente de presión en **a** es menor que en **b** porque la fractura no está conectada con la superficie. El modelo más probable es aquel en que la fractura se propaga desde el techo de la cámara magmática hasta la superficie y el magma llena la fractura con una velocidad similar a la de la propagación de la fractura.

En aquellos casos en que el agua no se encuentra disuelta en el magma, sino que está separada como una fase gaseosa, la viscosidad del magma cambia drásticamente porque ya no se comporta como un líquido puro, sino como un sistema líquido-gas. En algunos casos muy particulares, como por ej. en la cabeza de una columna magmática saturada en agua, el sistema llega a constituir una verdadera espuma. Si la presión interna de cada una de las burbujas de gas excede la resistencia del magma que las contienen se produce la fragmentación de ese líquido, proceso que va acompañado por un inusual aumento del volumen y un enfriamiento adiabático. Debemos tener presente aquí,

que cuando el crecimiento de las burbujas es muy rápido, la tasa de deformación del magma que las rodea es elevada, por lo cual responde desde el punto de vista reológico casi como un cuerpo rígido, en particular si la viscosidad es alta. En estos casos cuando la presión interna de las burbujas excede a la resistencia a la fractura en tensión se produce la fragmentación en forma explosiva. Por el contrario, si la expansión de cada burbuja se produce en forma muy lenta, es decir con una tasa de deformación muy pequeña, la resistencia de los tabiques es también muy pequeña, deformándose por flujo y al no poder acumular esfuerzos no se fractura en forma explosiva. En estos casos es común la coalescencia de las burbujas, lo cual permite la formación de conductos que aumentan la permeabilidad del sistema y el escape de los gases, disminuyendo la presión interna del sistema (Klug y Cashman, 1996).

3.1.2. Flujo laminar y turbulento: Cuando un fluido fluye lo puede hacer de dos maneras: en forma laminar o en forma turbulenta. En el movimiento laminar los planos de flujo son paralelos entre si y no se mezclan entre ellos. El flujo turbulento está caracterizado por la formación de pequeños remolinos, que comúnmente se desprenden de las láminas de líquido que le dieron origen y avanzan en forma independiente. De esta manera los remolinos interactúan con las porciones de flujo laminar mezclándose.

Las variables que más influyen en la manera como un líquido fluye son la velocidad con que se mueve, la cual depende muy estrechamente de la viscosidad, y el espesor del conducto. El número de Reynolds relaciona estas variables y establece si el movimiento es laminar o turbulento. En los casos que el número de Reynolds es $\ll 1$ el flujo es laminar, en cambio, si es $\gg 1$ es turbulento.

El número de Reynolds (Re) es la relación entre el esfuerzo inercial (ρv^2 : donde ρ = densidad y v = velocidad) y el esfuerzo tangencial (ηv ; donde η = viscosidad) dividido por el espesor del conducto (L):

$$Re = \frac{\rho v^2}{\eta v} = \frac{\rho v L}{\eta} \quad (9)$$

De acuerdo con la ecuación (9), las elevadas viscosidades de los magmas silícicos favorecerían un número de Reynolds pequeño, promoviendo un flujo laminar que se asume es muy frecuente en estos magmas. Las estructuras de los diques (véase el capítulo cuerpos laminares) apoyan esta hipótesis. Sin embargo, no habría que descartar en estos magmas la posibilidad de flujos turbulentos, debido a la alta velocidad con que deben moverse en una fractura para no congelarse. Es posible que con el progresivo enfriamiento del magma al aumentar la viscosidad pase de turbulento a laminar.

Durante el flujo un líquido puede arrastrar partículas y bloques y segregarlas en bandas. En los diques las partículas sólidas se concentran en el centro (Fig. 11) y en un cuerpo magmático globoso los cristales de mayor tamaño se pueden acumular en bandas paralelas al flujo (Fig. 12). Para que esto pueda suceder los esfuerzos que desarrolla el magma deben ser superiores a la resistencia que oponen al flujo los componentes sólidos. Si el líquido tiene un comportamiento Bingham deben ser superiores al umbral elástico.

3.2. Reptación

El flujo constante de los agregados policristalinos se llama reptación (en inglés = *creep*) y se favorece con el aumento de la temperatura. Para lograr un flujo constante ante un esfuerzo constante es necesaria una temperatura mayor que aproximadamente la mitad de la temperatura de fusión de esa roca o mineral. El flujo de los agregados cristalinos depende de un umbral energético, necesario para iniciar la deformación de la celda cristalina, el cual se denomina energía de activación. El valor de la energía de activación depende de cada uno de los minerales que componen la roca, siendo las rocas ricas en halita las que poseen una de las más bajas energía de activación (Tabla 1). Por este motivo, son las rocas que fluyen con mayor facilidad, inclusive a bajas temperaturas. Ejemplo de ello son los diapiros de sal.

Al igual que en los líquidos, la deformación por reptación es un proceso dependiente del

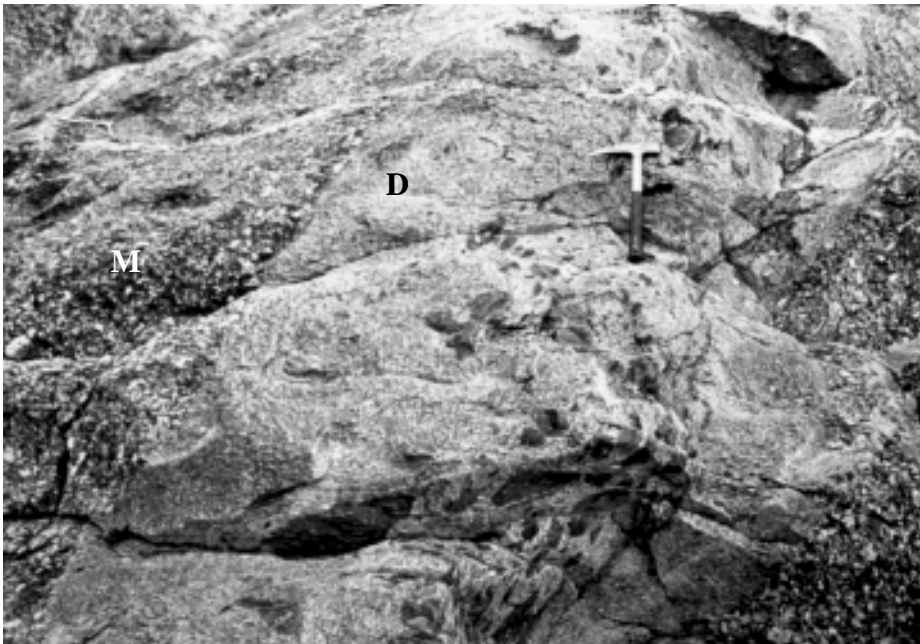


Figura 11. Dique de granito de grano fino (D) intruido en un granito con megacrystalos de feldespato potásico (M). Batolito de Las Chacras, sierra de San Luis. En el centro del dique se encuentran inclusiones de esquistos biotíticos. La concentración de las inclusiones se debe al efecto Bagnold, que consiste en desplazar las partículas sólidas desde las zonas de alta tasa de cizalla en los bordes del dique hacia la zona de baja tasa de cizalla en el centro.

tiempo y no es recuperable. Sin embargo, como la deformación afecta la red cristalina los minerales se tornan inestables energéticamente y tienden a recuperarse, proceso que se acelera con la temperatura o por la interacción con los fluidos intersticiales. En los procesos de reptación, a diferencia de los fluidos newtonianos, la velocidad con que se acumula la deformación es variable al comienzo, hasta que se hace constante. Luego de un tiempo, cuando las redes cristalinas han acumulado una elevada deformación y por lo tanto se saturan, se produce un endurecimiento (*strain hardening*), que conduce a ruptura (Fig. 13).

La ecuación general que relaciona la tasa de deformación con el esfuerzo diferencial se denomina ley exponencial de reptación (*power law creep*). En ella la tasa de deformación está

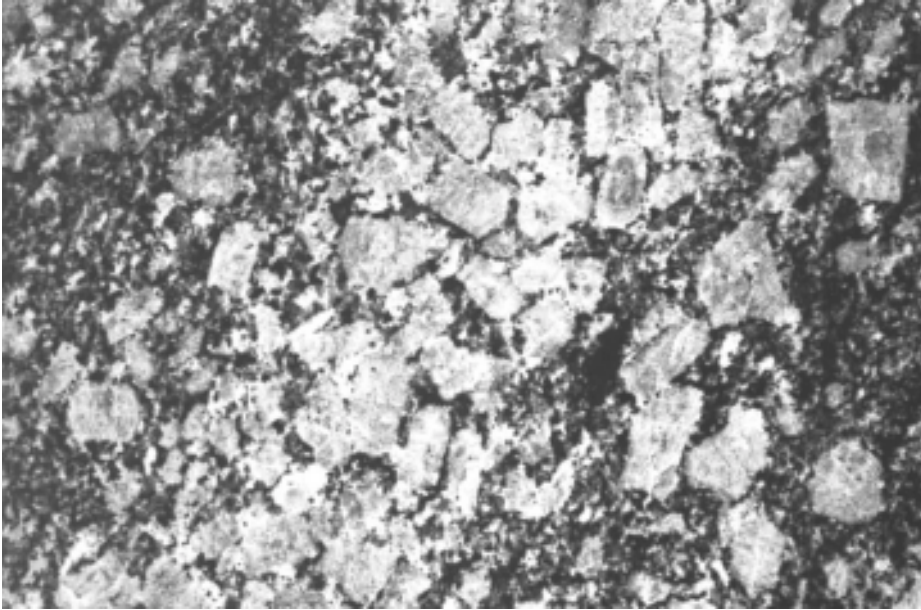


Figura 12. Concentración de megacrystalos de feldespatos potásico como consecuencia del flujo en un granito. Se puede observar que entre los megacrystalos ha quedado una delgada película de magma, rica en plagioclasa, biotita y cuarzo, que es muy difícil de expulsar por la gran cantidad de energía que se requiere para ello.

relacionada a la enésima potencia del esfuerzo diferencial por la ecuación de Dorn:

$$\dot{\epsilon} = C_0 \sigma^n \exp(-Q/RT) \quad (10)$$

donde R es la constante universal de los gases ($8,3144 \times 10^{-3} \text{ kJ mol}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$); T es la temperatura absoluta; C_0 es una constante prácticamente independiente del esfuerzo, la presión, y de la temperatura; Q es la energía de activación, expresada en kJ mol^{-1} , que corresponde a la energía necesaria para iniciar la deformación de la celda cristalina de cada uno de los minerales. Esta constante también se la conoce como la entalpía (H) de activación del creep. En la Tabla 1 se dan los valores de Q para diferentes minerales. Las rocas al estar compuestas por diferentes minerales tienen un valor de Q que depende de la proporción de cada uno de ellos. Las rocas ricas en cuarzo ($Q = 100\text{-}150 \text{ kJ mol}^{-1}$), propias de la corteza superior, son más *blandas* (= menos competentes) que las rocas ricas en feldespatos ($Q = 200\text{-}250 \text{ kJ mol}^{-1}$), propias de la base de la corteza. La ausencia de sismos en la corteza inferior se debe al bajo valor de Q de la plagioclasa, que es uno de los minerales más abundantes. Las rocas del manto, ricas en olivina ($Q = 400\text{-}550 \text{ kJ mol}^{-1}$) son las más *duras* (= más competentes). Debido a esta propiedad, la parte superior del manto es mucho más rígida que la corteza inferior (Fig. 4, Estructura de la Tierra), la cual fluye con facilidad, a pesar que su temperatura es menor que la del manto.

El exponente del esfuerzo diferencial (n) es normalmente >1 , excepto en las rocas de grano muy fino, y con frecuencia se encuentra comprendido entre $1 < n < 5$ (Tabla 1).

En síntesis, la ley exponencial de reptación expresa que la tasa de deformación varía con la potencia enésima del esfuerzo, implicando que un agregado cristalino puede deformarse y fluir de distintas maneras según sea la magnitud del esfuerzo. El resultado de esto es que al aumentar

Rocas		$\text{Log}_{10} C_0$ ($\text{GPa}^n \text{ s}^{-1}$)	n	Q kJ mol^{-1}
Sal (halita)	Corteza	16,7	5,3	102
Cuarcita (seca)		3,0	2,0	167
Cuarcita (seca)		1,9	2,9	149
Cuarcita (Seca)		1,2	1,9	123
Cuarcita (seca)		2,0	2,8	184
Cuarcita (húmeda)		3,2	2,4	160
Cuarcita (húmeda)		3,0	2,6	134
Cuarcita (húmeda)		3,7	1,8	167
Aplita		2,8	3,1	163
Granito (seco)		-0,2	2,9	106
Granito (seco)		1,6	3,4	139
Granito (húmedo)		2,0	1,9	137
Diorita cuarcífera		4,3	2,4	219
Diabasa		6,5	3,4	260
Diabasa		11,7	3,0	356
Caliza		9,9	2,1	210
Mármol		25,8	7,6	418
Mármol		20,6	4,2	427
Dunita (seca)		Manto	14,4	$3,5 \pm 0,6$
Dunita (seca)	15,3		$3,6 \pm 0,2$	535 ± 33
Dunita (seca)	15,3		$3,5 \pm 0,6$	533 ± 60
Dunita (seca)	15,0		3,5	544
Dunita (húmeda)	16,1		$4,5 \pm 0,2$	498 ± 38
Dunita (húmeda)	14,2		$3,4 \pm 0,2$	444 ± 24

Tabla 1: constantes experimentales que controlan la ley exponencial de reptación de la corteza y del manto (tomado de Allmendinger, 1987).

el esfuerzo se acorta el tiempo del endurecimiento de la deformación (*strain hardening*) y a menos que haya efectos secundarios que eviten el endurecimiento, como por ejemplo es la recuperación de las redes cristalinas, el flujo constante podría cesar llegando a ruptura. En estos casos se dice que el material se fatiga. De acuerdo con estas propiedades es muy difícil encontrar en las rocas, en escalas mesoscópicas, deformaciones enteramente plásticas. Junto con el flujo puede haber fracturas, que se pueden deber a endurecimientos locales o cambios de fases que aceleran la tasa de deformación.

Los mecanismos por los cuales los minerales se deforman plásticamente tienen un amplio espectro de variación: migración de sitios vacantes de la red, maclamiento y formación de planos kink, difusión a lo largo del contacto entre minerales, solución y recristalización etc. La

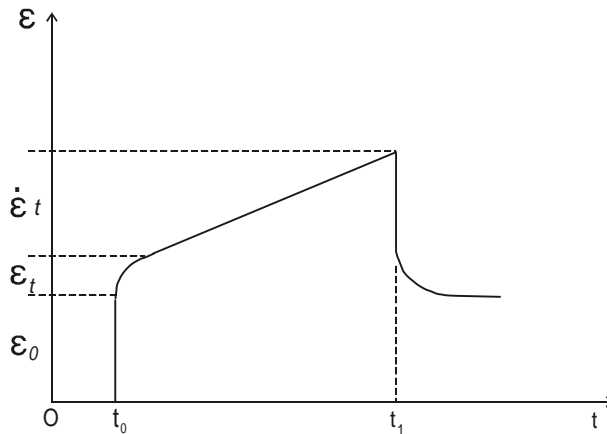


Figura 13. Variación de la deformación con el tiempo en un típico proceso de reptación de un agregado policristalino. Al principio, cuando se aplica un esfuerzo, en t_0 se produce una deformación instantánea (ϵ_0), que es sucedida por una deformación que es variable en el tiempo (ϵ) y que luego se hace constante ($\dot{\epsilon}$). Este último tramo es la característica propia de la reptación. En t_1 el material se fatiga y se fractura.

ecuación (10) de Dorn sólo se refiere a uno de ellos, pero no es el objeto de este manual describir estos procesos en detalle, descritos en detalle por Ranalli (1987), Poirier (1985 y 1991), Nicolas (1987), entre otros.

3.3. Densidad

Otra propiedad física del magma es la densidad, la cual tiene una estrecha relación con el ascenso, emplazamiento y el desarrollo de las estructuras internas de los cuerpos ígneos. Comúnmente el magma tiene una densidad menor que la de la roca de caja, generando esfuerzos diferenciales que promueven el ascenso del magma en la litósfera. La densidad de los fundidos silícicos es de aproximadamente 2200 kg m^{-3} y la de los fundidos ultramáficos es de 3100 kg m^{-3} . Para un magma cuya composición no varía, la densidad aumenta a medida que disminuye la temperatura y se incrementa la proporción de cristales en suspensión. La densidad del fundido disminuye con el incremento de los volátiles disueltos.

En la corteza las rocas están estratificadas de acuerdo con la densidad, que aumenta con la profundidad. Las rocas que componen la base de la corteza tienen en promedio una densidad de aproximadamente 3000 kg m^{-3} y las de la superficie de 2400 kg m^{-3} (Fig.14).

La densidad de las rocas y de los fundidos varía con la presión, a temperatura constante, de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$\beta = \frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_T$$

siendo β el coeficiente de compresibilidad isotérmica, cuyos valores más frecuentes son 7 Pa^{-1} ($= 7 \times 10^{-5} \text{ barias}^{-1}$) para magmas y de $0,13 \text{ Pa}^{-1}$ ($= 1,3 \times 10^{-6} \text{ barias}^{-1}$) para rocas completamente

cristalizadas. Esto significa que en los niveles superiores de la corteza cada 2,6 km de profundidad el magma se comprimirá $7 \times 10^{-6} \%$ y por lo tanto el piso de una cámara magmática vertical de 2,6 km de profundidad tendrá una densidad apenas mayor que en el techo. La compresibilidad del magma es tan baja que comúnmente se lo considera como incompresible para los cálculos del flujo a través de un conducto y debido a esta propiedad tampoco se incluyen los cambios de temperatura adiabáticos.

En la Fig 15 se observa como la densidad de fundidos con la composición de ugandita y de riolita peralcalina aumenta linealmente con la presión (Lange y Carmichael, 1990). A 1500 MPa (=15

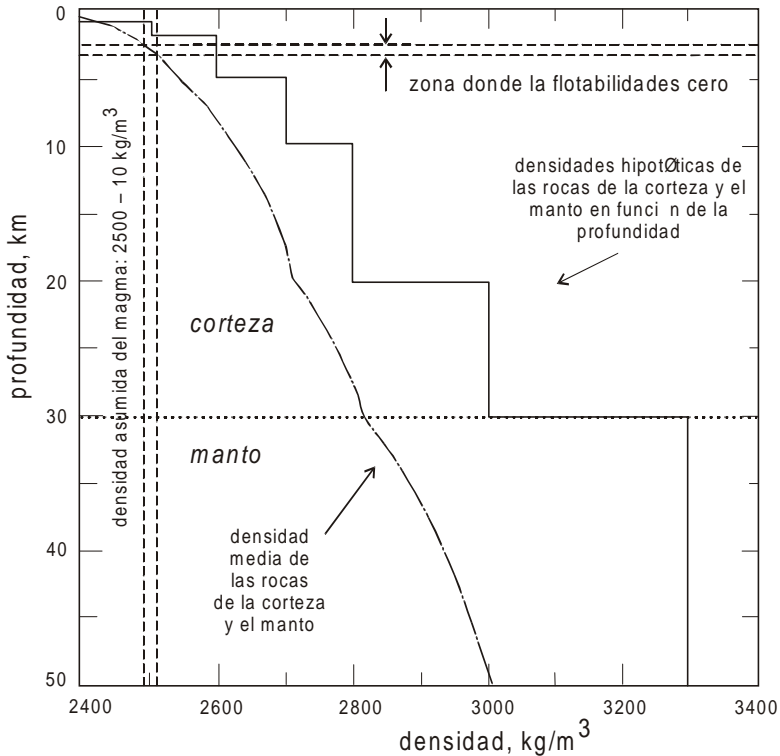


Figura 14: Variación de la densidad con la profundidad en la parte superior de la litósfera, según Corry (1988). En línea recta escalonada se da la variación hipotética de las densidades de las rocas de la corteza, y a partir de los 30 km de profundidad corresponde al manto. La línea de guiones largos con puntos corresponde a una densidad promedio. La doble línea de guiones horizontales indica la zona donde la flotabilidad tiende a cero para un magma con densidad de $2500 \pm 10 \text{ kg m}^{-3}$.

kb) de presión, que es equivalente a la de la base de la corteza, el fundido riolítico tiene una densidad superior en aproximadamente 13% respecto al mismo fundido en la superficie, y es similar a la del producto cristalizado cerca de la superficie. La densidad de un fundido riolítico peralcalino, a una misma presión y temperatura, disminuye con el contenido de agua disuelta. Para una presión confinante de 500 MPa (= 5 kb) y una temperatura de 1200°C la variación de densidad entre el fundido anhidro y el fundido con 5% de agua disuelta (Lange y Carmichael, 1990) es de 100 kg m^{-3} (Fig 16).

El agua disuelta en el magma disminuye su densidad. Para una presión determinada la adición de 3% de agua a un fundido riolítico según Lange y Carmichael (1990) disminuye la densidad en un

2,5% (Fig. 16). Para un fundido riolítico a 900°C la densidad calculada a 1 baria de presión varía casi linealmente entre 2300 kg m⁻³ para 0 % de agua disuelta y 2100 kg m⁻³ para 7 % de agua disuelta (Spera, 2000). Esta variación en la densidad promueve la estratificación de las cámaras magmáticas, con las partes más ricas en agua en los niveles superiores. Asimismo, los diferenciados finales de un magma granítico son los que concentran la mayor parte del agua disuelta, y por su menor densidad se acumulan en las cúpulas de los cuerpos ígneos.

La densidad también varía con la temperatura de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$\alpha = \frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P \tag{12}$$

siendo α el coeficiente de expansión térmica, a presión constante Su valor más frecuente es de $3,0 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$.

El cambio de densidad que se produce cuando un magma cristaliza no supera el 10 % de su volumen, pudiendo ser menor en aquellos casos en que el magma llega a su residencia final conte-

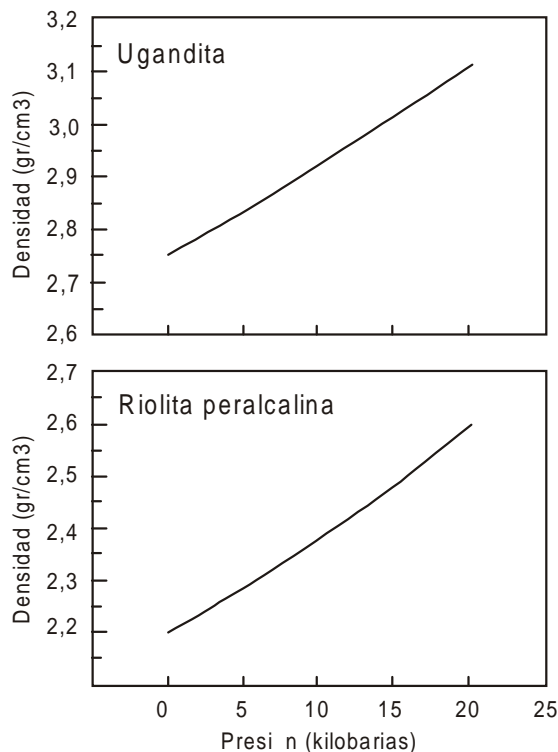


Figura 15. Variación de la densidad con la presión de un fundido con composición de ugandita y de un fundido con composición de riolita peralcalina. Según Lange y Carmichael (1990). A 20 kb (= 2 GPa) la densidad del fundido riolítico equivale a la de la roca sólida.

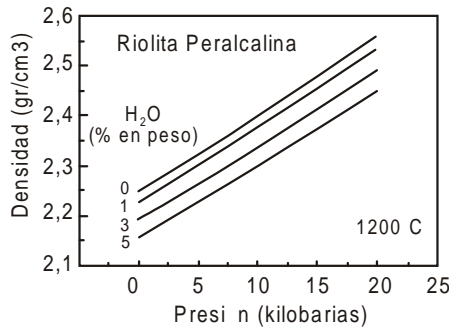


Figura 16. Variación de la densidad con la presión de un fundido con la composición de una riolita peralcalina con distintos porcentaje de agua disuelta. Para una presión determinada el fundido con 5% de agua disuelta tiene una densidad menor en 0,1 g/cm³ respecto del fundido anhidro. Según Lange y Carmichael (1990).

niendo una fracción cristalina relativamente elevada. La disminución del volumen tiene suma importancia en la ubicación de los diferenciados magmáticos finales. En los casos en que la roca de caja de la cámara magmática tiene un comportamiento elástico, la disminución del volumen de la cámara origina dentro de ella fuertes tensiones internas. Esto se debe a que la caja no colapsa, es decir que no se cierra a medida que disminuye el volumen. Esto se debe al elevado módulo de Young de las rocas silicáticas y a la elevada resistencia a la ruptura. Las fracturas producidas en el interior de la cámara magmática por los esfuerzos tensionales son rellenadas rápidamente por las partes más diferenciadas del mismo magma, formando los diques sin-magmáticos y las segregaciones miarolíticas tanto de relleno como gaseosas.

Cuando la roca de caja del cuerpo magmático tiene un comportamiento dúctil, su resistencia es muy débil, cediendo ante esfuerzos muy pequeños. Por esta razón, al contraerse el magma durante la cristalización, la caja cede y colapsa, no permitiendo el desarrollo de grietas de extensión en el interior del cuerpo magmático. En estos casos las parcelas de magma más diferenciadas y más ricas en volátiles no pueden acomodarse en las fracturas. En consecuencia reemplazan a los minerales existentes en extensiones de varios metros a decenas de metros. Estos fenómenos son muy comunes en los cuerpos ígneos contemporáneos con una deformación o con un metamorfismo. En las Sierras de San Luis, las leucotonalitas y leucogranodioritas, consideradas como sin-cinemáticos por Llambías et al. (1996), fueron parcialmente reemplazadas por los diferenciados tardío, produciéndose una especie de "granitización" que transforma las leucotonalitas y leucogranodioritas en granitos muscovíticos ricos en microclino. En estos cuerpos ígneos la presencia de diques sin-magmáticos es poco frecuente.

CAPÍTULO 4

Estructura de la Tierra

En este capítulo se dará una breve descripción sobre la estructura interna de la Tierra. En la segunda parte del mismo se tratará más extensamente las características de la litósfera y el rol de las rocas ígneas en su constitución.

4.1. Estructura interna de la tierra

La Tierra está constituida por cuatro capas concéntricas denominadas núcleo, manto, corteza y atmósfera, las cuales a su vez se subdividen en diferentes capas de menor jerarquía. Las tres primeras se subdividen de acuerdo con su composición y con sus características sismológicas, las cuales son dependientes de las propiedades reológicas y de los materiales que la constituyen (Fig. 1). El núcleo está constituido por aleaciones ricas en hierro, el manto inferior está compuesto principalmente por óxidos, el manto superior por silicatos con óxidos subordinados y la corteza por silicatos. La atmósfera es la envoltura gaseosa que rodea la Tierra y no se la describe en estos apuntes.

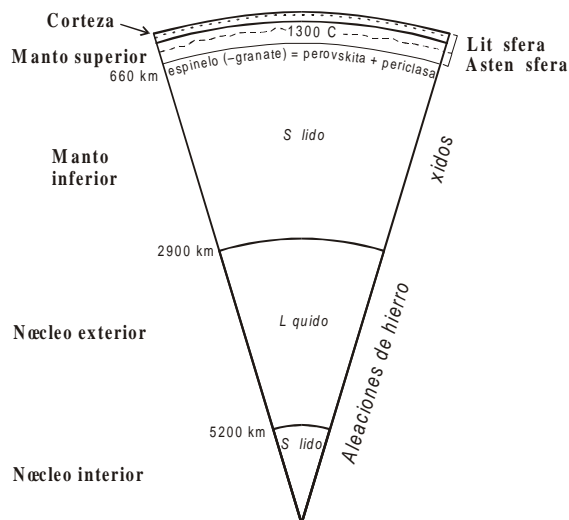


Figura 1. Estructura de la Tierra con las discontinuidades más importantes. La separación entre el manto superior y el inferior se encuentra a los 660 km, donde las fases minerales pasan a las estructuras tipo perovskita, con aumento de la densidad. Para mayor detalles véase el texto.

La estructura del interior de la Tierra se conoce a partir de la información que proveen las ondas sísmicas que atraviesan el interior de la misma y arriban a la superficie. La información se obtiene analizando los tiempos de llegada de las ondas y de sus respectivas velocidades. La velocidad de las ondas sísmicas depende, entre otras variables, de la densidad, de la temperatura y del módulo elástico del medio que atraviesan. La densidad de las rocas tiene una gran incidencia en la velocidad de las ondas y a medida que aumenta la presión con la profundidad las fases minerales tienen celdas con empaquetamientos más densos. Los cambios de las fases minerales son abruptos y por esta razón pueden ser detectados con bastante precisión.

Los diferentes modelos propuestos para describir la estructura interna de la Tierra se fundamentan de acuerdo con las fuentes de información y los más importantes son: 1) sismológicos, basados en la distancia recorrida por las ondas sísmicas y el tiempo empleado; 2) térmicos, basados en la distribución del calor y en la transferencia del mismo; 3) mineralógicos, que se basan en los cambios de composición y estructuras de los minerales, cuyo conocimiento ha aumentado considerablemente debido al desarrollo de equipos que reproducen condiciones de muy alta presión, de más de 3 GPa.

Los modelos de estructura interna de la Tierra más conocidos y que mayor aceptación tienen son los sismológicos. Entre ellos el modelo denominado PREM (Preliminary Reference Earth Model), establecido por Dziewonsky y Anderson (1981) es el más aceptado para identificar e interpretar las discontinuidades halladas en el interior de la Tierra. Las velocidades de las ondas sísmicas que llegan primero (ondas-P o compresionales) y las que llegan en segundo lugar (ondas-S o de cizalla) y su relación con la densidad y la profundidad de la Tierra se ilustran en la Fig. 2.

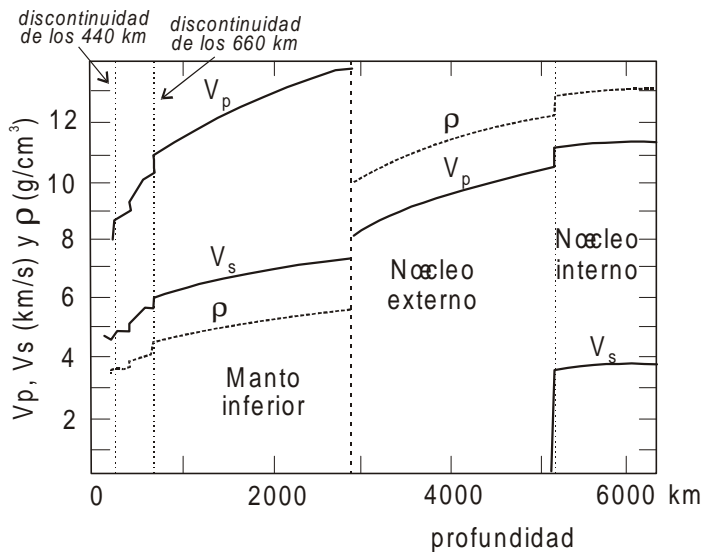


Figura 2. Variación de las ondas sísmicas compresionales (V_p), y de cizalla (V_s), y de la densidad en el interior de la tierra, según el modelo de referencia preliminar de la Tierra, de acuerdo a Dziewonsky y Anderson (1981). Las ondas compresionales también se denominan ondas-P porque son las primeras en llegar a la superficie, las ondas de cizalla se denominan ondas-S porque llegan en segundo lugar.

4.1.1. Núcleo

El núcleo es la parte más interna de la Tierra que tiene un radio de 3485 km. Está subdividido en un **núcleo interior**, sólido, con un espesor de 1220 km y un **núcleo exterior**, cuyo espesor es de 2265 km. Se ha comprobado que en el núcleo exterior no se transmiten las ondas sísmicas, por lo cual se infiere que puede ser líquido. Se ha estimado que la temperatura del centro del núcleo estaría entre 5000 y 6000 °K, mientras que la del límite con el manto estaría comprendida entre 3500 y 4500 °K (Jeanloz y Romanowicz, 1997). La presión en el centro de la Tierra se calcula que es de alrededor de 365 GPa ($=3,6 \times 10^6$ atmósferas), mientras que en el límite con el manto es de aproximadamente 142 GPa ($=1,4 \times 10^6$ atmósferas).

En la zona límite entre el manto y el núcleo podría existir un cambio abrupto en la densidad de los materiales. En el modelo PREM, se le asigna un incremento de 3800 kg m^{-3} , ya que se pasa de 5800 kg m^{-3} en el manto a 9600 kg m^{-3} en el núcleo exterior. Esta diferencia se atribuye a la mayor densidad de los enlaces de las estructuras cristalinas de los minerales y a un mayor contenido en hierro. La densidad del núcleo interior es de alrededor de 13000 kg m^{-3} .

La composición del núcleo es homologable con la de un meteorito de hierro, y se cree que estaría constituido por diferentes aleaciones de este elemento. Esta es una característica que lo diferencia del manto, el cual está constituido principalmente por óxidos. En el núcleo el oxígeno se comporta como otro metal, uniéndose con el hierro y con otros elementos, para formar con ellos diversos tipos de aleaciones. El resultado de esta unión es que el núcleo es altamente conductor, que es otra diferencia importante respecto del manto. En el manto el oxígeno está unido a los metales formando los óxidos, que son compuestos malos conductores de la electricidad y del calor (Jeanloz y Romanowicz, 1997).

El núcleo exterior, que se asume que es líquido, posee celdas convectivas cuyo movimiento, asociado a la mala conducción eléctrica del manto, es el que produciría el campo geomagnético de la Tierra. También se ha comprobado que el núcleo rota 2 ± 1 grados más rápido que la Tierra y que su eje está inclinado unos 10 grados respecto al eje de rotación de la misma. Este comportamiento es el que provoca las variaciones en la polaridad del campo magnético terrestre (Jeanloz y Romanowicz, 1997).

Se cree que el flujo de calor que se desplaza desde el núcleo hacia el manto es muy elevado y que las reacciones químicas entre los óxidos del manto y las aleaciones de hierro del núcleo son muy activas debido al diferente comportamiento del oxígeno. Este comportamiento tan diferente, que se registra en el límite núcleo-manto, daría lugar a la formación de fuertes gradientes de temperatura y de composición que favorecerían el desarrollo de las corrientes convectivas del manto. En la actualidad se asigna una singular importancia a este fenómeno y se piensa que podría influir en la magnitud y en la dinámica de la tectónica de placas.

4.1.2. Manto

El manto, cuyo espesor es de 2890 km, es la capa que se encuentra entre la corteza y el núcleo. Su parte superior contiene parcelas de rocas fundidas y por lo tanto no se la considera totalmente cristalina. A esta porción del manto se la denomina **astenosfera**, que hacia arriba pasa a la **litósfera térmica**, que también integra el manto, pero incluye, además, a la corteza. El límite entre la astenosfera y la litósfera térmica se encuentra a los 1280 °C, que es la temperatura del solidus de las rocas ultramáficas. El resto del manto es totalmente cristalino, pero, como se

verá más adelante, puede fluir si los esfuerzos se aplican en periodos de tiempo en escala geológica.

El manto superior está compuesto principalmente por olivina (Fo_{89}) y en menor cantidad por piroxenos y granates. Ringwood (1966) denominó a esta asociación de minerales como **pirolita**, término que aún mantiene vigencia para los modelos en los cuales se asume esta composición. En muchos de los modelos reológicos o sísmicos que fueron empleados para explicar el comportamiento del manto, se ha incluido solamente a la olivina como el único mineral constituyente. Este hecho surgió de la abundante información obtenida experimentalmente sobre el comportamiento de la olivina a distintas presiones y temperaturas. Otros modelos, basados en la presencia de varias fases minerales que incluyen a los piroxenos, son más complejos y la información existente no es tan completa. Sin embargo, en los últimos años en la formulación de nuevos modelos se ha vuelto a reflatar el concepto de pirolita (Irifune e Isshiki, 1998), en particular para explicar las discontinuidades sísmicas.

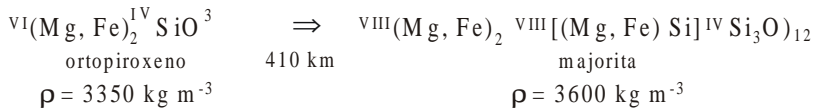
La composición química del manto superior es rica en magnesio y en hierro, y pobre en aluminio, calcio, sodio y potasio. En general la composición promedio, expresada en % de óxidos, se encuentra comprendida entre los siguientes rangos: SiO_2 : 46-50%; MgO : 36-38%; FeO : 6-8%; Al_2O_3 : 3-5%; CaO : 2-3%. Los otros óxidos, Na_2O y K_2O se encuentran en muy pequeña proporción, en general inferior a 1%.

Se dice que el manto tiene una composición deprimida cuando es deficiente en elementos trazas incompatibles, que son los que migran preferentemente hacia el fundido. Estos elementos fueron sustraídos durante los procesos de fusión parcial y posterior ascenso del material fundido. El sector deprimido del manto, que se caracteriza por tener bajas relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{144}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, se encuentra en los niveles inferiores del mismo y ascendería hasta las proximidades de la litósfera por medio de las corrientes convectivas (Fig. 3). Los basaltos de las dorsales oceánicas (MORB) son rocas que tienen características químicas que sugieren su origen en el manto deprimido.

El manto enriquecido es el que posee una concentración mayor de elementos incompatibles respecto a la composición de los basaltos medio-oceánicos (MORB). El origen de este enriquecimiento se debería al metasomatismo causado por los fluidos que migran de un lugar a otro. Estos fluidos tendría su origen en el metamorfismo progrado y la consecuente deshidratación de las rocas de la loza oceánica subductada, causando la progresiva liberación de los volátiles. Se atribuye a algunos basaltos de islas oceánicas (OIB) un origen en el manto enriquecido.

Como consecuencia del aumento de la presión con la profundidad, las fases minerales cambian a estructuras con empaquetamientos más densos, como p. ej. las del tipo granate, espinelo, ilmenita, perovskita o magnesiowüstita, que tienen una estructura similar a las del CaNa . El campo de estabilidad de los granates respecto a la presión y la temperatura, tiene un amplio rango de variación debido al gran espectro composicional de este grupo de minerales. Los granates magnesianos (piropo) son los que se forman a partir de 1 GPa (= 10 kb - 30 km). Los granates de hierro (almandino) son estables a presiones menores, existiendo una continua variación entre el piropo y el almandino. Con respecto a los polimorfos de la sílice, la coesita aparece en las rocas eclogíticas formadas a presiones mayores a los 2 Gpa. También se encuentra coesita en los esquistos azules de alta presión de los Alpes Occidentales (Chopin, 1984), donde la presión alcanzó los 5,6 GPa. La stishovita es el polimorfo de alta densidad (4300 kg m^{-3}) que podría encontrarse en rocas formadas a partir de los 16 GPa (480 km de profundidad).

Se considera que a una presión de 13 GPa el ortopiroxeno pasaría a una fase mineral con una estructura del tipo granate, que se denomina **majorita** (Fig. 6), de acuerdo con la siguiente reacción:



Sin embargo, como se explicará más adelante, la formación de la majorita también puede estar controlada por la interacción de la olivina con el ortopiroxeno.

Algunos de estos cambios de fases pueden ser los responsables de las discontinuidades internas del manto, siendo las más características y mejor definidas las que se encuentran a los 410 km y a los 660 km de profundidad. Esta última discontinuidad se utiliza para subdividir el manto en manto inferior y manto superior. La capa comprendida entre las discontinuidades de 410 y 660 km a veces se la denomina manto transicional.

En el manto se desarrollarían corrientes convectivas que fluyen desde el límite con el núcleo hasta la parte superior del manto (Figs. 3 y 4). Asimismo, se asume que estas corrientes convectivas transportan calor desde la base del manto hacia los niveles superiores del mismo, fenómeno que se produce en escalas de tiempo del orden de los 10^8 a 10^{10} Ma. El resultado de este proceso es que la resistencia de las rocas que están sometidas a esfuerzos diferenciales durante largos periodos de tiempo, son tan bajas (tasa de deformación de alrededor de $1 \times 10^{-18} \text{ s}^{-1}$) que pueden fluir ante esfuerzos constantes muy pequeños, permitiendo de esta manera la formación de celdas convectivas. La subdivisión en manto superior e inferior, ha puesto en dudas el funcionamiento de la extensión de las celdas convectivas. En este sentido las celdas convectivas podrían abarcar la totalidad del manto o podrían estar restringidas al manto inferior. Otra alternativa es que haya

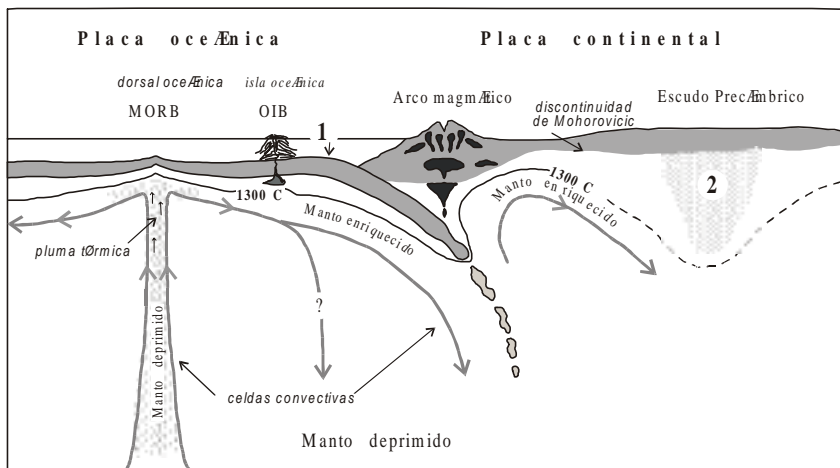


Figura 3. Corte transversal esquemático de la corteza y del manto mostrando la subducción de una placa oceánica, la fragmentación de la loza subductada y su hundimiento en el manto inferior. También están representadas las celdas convectivas que dan origen a las dorsales oceánicas y a la separación de las placas. Debajo de la dorsal oceánica se ha dibujado una pluma que transporta convectivamente calor. MORB = basalto de dorsales oceánicas; OIB = basalto de islas oceánicas. 1 indica el abovedamiento de la corteza causado por delaminación, que se produce cuando al envejecerse la corteza adquiere densidades suficientemente altas como para desprenderse y hundirse en el manto. 2 muestra las raíces profundas de los escudos Arcaicos, que alcanzan hasta 400 km de profundidad. Las características del manto enriquecido y deprimido se explican en el texto.

celdas convectivas independientes en el manto inferior y en el superior (Fig. 4). En este último caso en el manto habría una estratificación composicional y térmica bien definida (Hofmann, 1997), donde el manto inferior tendría una composición muy primitiva, que no se habría contaminado con los productos diferenciados del manto superior y de la corteza. De esta manera, los procesos de subducción, y también las raíces de las plumas térmicas, estarían limitadas al manto superior. Sin embargo, sobre la base de métodos geofísicos de tomografía global (van der Hillst et al, 1997) se ha podido comprobar que las lozas oceánicas subductadas, detectados por geofísica por su menor temperatura, descenderían hasta la base del manto, casi en el límite con el núcleo. De acuerdo con esta comprobación, las corrientes convectivas atravesarían la discontinuidad que separa el manto inferior del superior. De ser así, no se puede comprender como se mantiene dicha discontinuidad. Una

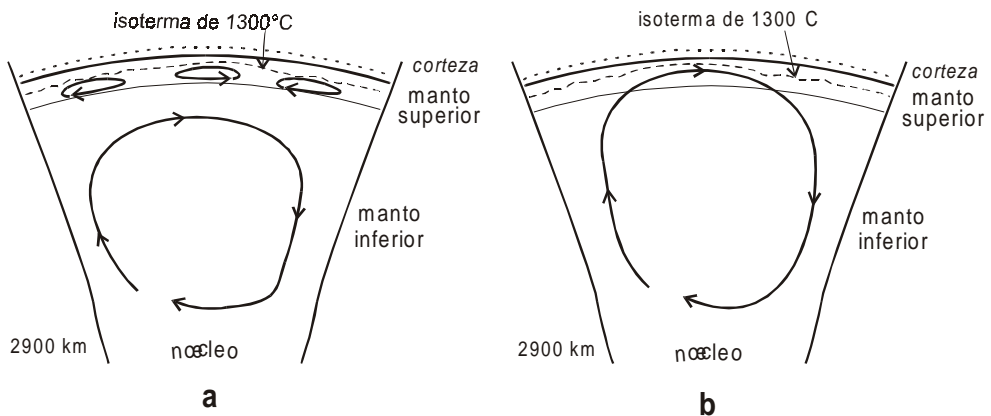


Figura 4. Posibles modelos de celdas convectivas en el manto. En **a** las celdas convectivas están restringidas al manto inferior y al superior. En **b** las celdas convectivas atraviesan el límite entre el manto inferior y superior. Para una mayor explicación véase el texto.

posibilidad es que la velocidad de las corrientes convectivas sea menor que la velocidad con la cual se transforman las fases minerales y por lo tanto, a la presión correspondiente a la de la discontinuidad, los minerales que están ascendiendo con la corriente convectiva cambiarían de fase y continuarían ascendiendo con sus nuevas estructuras. No obstante, debemos señalar que los bloques de loza que se hunden no habrían alcanzado el equilibrio térmico, lo cual podría sugerir que la velocidad ha sido más alta que la de la disipación térmica.

En síntesis, aún no se puede concluir si las celdas convectivas del manto están restringidas a un solo sistema que ocupa la totalidad de su espesor o si existen dos niveles diferentes de celdas convectivas que se ubican en el manto inferior y superior respectivamente. En la actualidad la mayoría de los investigadores piensan que las celdas convectivas afectan en forma integral al manto. Condie (1998) postula que a medida que se enfría la Tierra la discontinuidad de los 660 km que separa el manto inferior del superior puede ser atravesada con mayor facilidad, aumentando la posibilidad que existan un solo sistema de corrientes convectivas en el manto en el Fanerozoico.

El **manto superior** está comprendido entre la corteza y la discontinuidad sísmica de los 660 km. Los minerales más abundantes son olivina Fo_{89} (37-51%), ortopiroxeno (26-34%),

clinopiroxeno (12-17%) y granate (10-14%). En menor proporción se encontrarían algunos minerales como anfíboles (Smith et al., 1994) y flogopita, cuya importancia es la de poseer agua en su composición y por lo tanto contribuir a la disminución del punto de fusión. Recientemente Kohlstedt et al. (1996) han comprobado que a altas presiones el agua puede ser disuelta en las diversas fases de la olivina: α - β - γ -(Mg,Fe)₂SiO₄, aumentando su capacidad de disolución con la presión, por lo cual el agua no podría encontrarse libre en el manto. No obstante el H es un elemento muy móvil, con un coeficiente de partición muy favorable al fundido, de modo que cuando comienza la fusión el agua pasaría casi enteramente al fundido.

Litológicamente el manto superior está caracterizado por asociaciones de rocas ultramáficas mezcladas con lentes de rocas máficas y de eclogitas. En el manto superior se originan la mayor parte de los fundidos magmáticos que llegan hasta la corteza.

El cambio de fases más importante en el manto superior se registra a alrededor de los 410 km de profundidad (13-14 GPa), donde la olivina, denominada α -olivina para distinguirla de las otras estructuras, pasa a una fase de alta temperatura (Fig. 5) y presión con una estructura transicional entre la del espinelo (róbica cúbica) y la de la olivina (róbica). Esta fase se denomina β -olivina, o wadsleyita, y tiene una densidad de 3550 kg m⁻³, que es 7,5% más densa que la de α -olivina, cuya densidad es de 3300 kg m⁻³.

Este cambio de fases ha sido interpretado como el responsable de la discontinuidad sísmica de los 410 km (Helffrich y Wood, 1996). Sin embargo, recientemente Irifune e Isshiki (1998) han propuesto que la discontinuidad de los ~ 410 km no correspondería a un simple cambio de fases mineralógicas, sino que también implicaría un cambio en la composición, causado por la interacción entre la olivina y los piroxenos. El resultado es que la olivina se enriquecería en hierro para formar una fase tipo majorita rica en hierro (Mg₃ [Fe,Al,Si]₂ Si₃O₁₂), que es un mineral estable a P > 13,5 GPa (410 km) y con la estructura de granate (Fig. 6).

La tomografía sísmica del manto superior ha podido comprobar que es heterogéneo lateralmen-

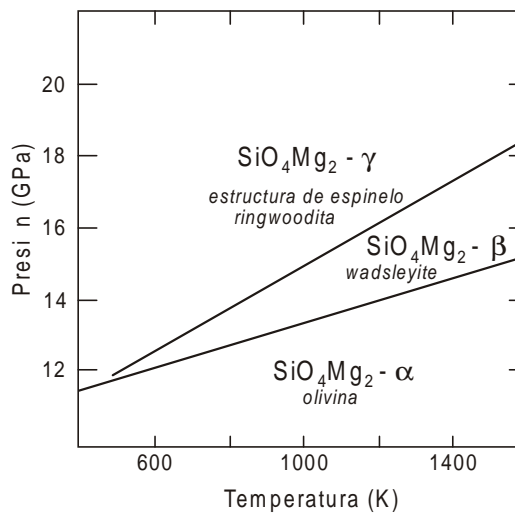


Figura 5. Diagrama presión - temperatura donde se muestran los polimorfos de SiO_4Mg_2 . La fase β o wadsleyita tiene una estructura intermedia entre la del espinelo (róbica pseudocúbica) y la de la olivina (róbica).

te. Las causas de esta variación se atribuyen principalmente a la presencia de distintas proporciones de magma, a cambios composicionales causados por diferentes grados de fusión que han dejado residuos de diversas composiciones, a la separación y coalescencia del fundido y/o también a la orientación preferencial de los minerales. El registro de estas variaciones se confeccionan a través de mapas de anomalías, donde se grafican las velocidades de llegada de las ondas sísmicas. De acuerdo con Anderson (1992) hasta los 300 km de profundidad las anomalías en las velocidades de las ondas sísmicas se correlacionan con la tectónica, por cual su variación lateral también puede ser explicada por los procesos tectónicos que modelan la estructura de la corteza y la parte superior del manto.

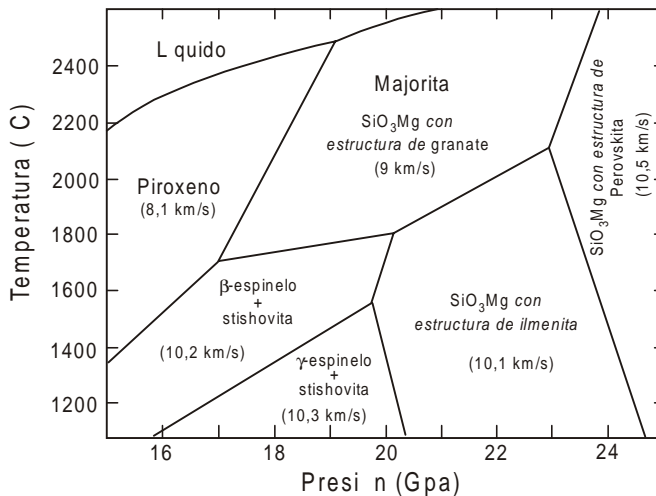


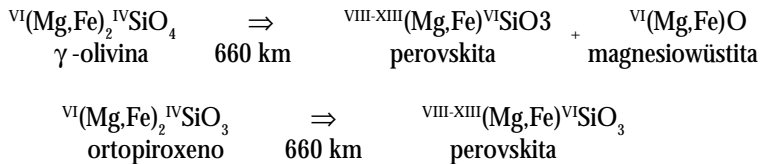
Figura 6. Diagrama temperatura - presión que muestra los campos de estabilidad del compuesto SiO_3Mg puro. Entre paréntesis se dan las velocidades promedio de las ondas-P, que aumentan con la densidad de los minerales y disminuye con la temperatura. Según Anderson (1987).

En algunos sectores del manto superior predomina una composición enriquecida, caracterizada por una mayor concentración de los elementos incompatibles. Las rocas de este manto enriquecido son fértiles con respecto a su capacidad para producir magmas. Debido a la heterogeneidad en la composición del manto superior, se pueden encontrar reservorios con distintos grados de enriquecimiento y distintos grados de fertilidad. Así p.ej. una gran parte de los basaltos de meseta continentales se habrían formado a partir de reservorios de manto enriquecido que subyace a la corteza.

La viscosidad del manto superior se ha estimado en 10^{20} - 10^{22} Pa s. Recientemente se ha comprobado que la presencia de muy pequeñas cantidades de fundido reducen la resistencia a la reptación (creep) de hasta un orden de magnitud (Kohlstedt y Zimmerman, 1996), a diferencia de lo que sucede en los niveles superiores de la corteza, donde pequeñas cantidades de líquido no influyen en el valor de esa resistencia. Esta característica, sumada a tasas de deformación muy lentas, permite el desarrollo de corrientes convectivas en el manto superior. Son frecuentes en los complejos ofiolíticos la presencia de numerosos cuerpos de peridotitas deformados dúctilmente, apoyando la hipótesis que estas estar rocas pueden fluir aun hasta en los niveles superiores del manto.

El **Manto inferior** se extiende entre la discontinuidad sísmica de los 660 km y el límite con el núcleo. Está compuesto principalmente por perovskita: $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$, $\rho = 4108 \text{ kg m}^{-3}$ y magnesiowüstita: $(\text{Mg,Fe})\text{O}$, $\rho \approx 3600\text{-}3700 \text{ kg m}^{-3}$.

La discontinuidad de los 660 km ha sido interpretada como un importante cambio de fases, donde tanto la olivina como el ortopiroxeno pasan a fases con estructura tipo perovskita y magnesiowüstita. La olivina que está presente es la fase γ -olivina (con estructura tipo espinelo, $\rho \approx 3900 \text{ kg m}^{-3}$), que se forma a partir de los 500 km de profundidad. Las reacciones más características en la discontinuidad de los 660 km son las siguientes:



En la porción más profunda del manto inferior, aproximadamente a 100-300 km por encima del límite manto-núcleo, se ha reconocido una capa donde las ondas sísmicas poseen baja velocidad. A este sector se lo denomina capa "D" y poco es lo que se conoce acerca de la misma. Sin embargo, su origen podría deberse a un cambio de fase en los minerales y a variaciones en la temperatura y en la composición (Condie, 1997). Se considera que esta capa "D" puede tener influencia en la formación de las plumas desarrolladas en el manto, pero todavía la naturaleza de la misma y su importancia en la dinámica del manto es especulativa.

4.1.3. Corteza

La corteza es la capa más externa de la parte sólida de la Tierra. Su base está separada del manto por la discontinuidad de Mohorovicic, que es un límite bien definido, donde cambian bruscamente las velocidades de las ondas sísmicas compresionales (ondas-P). Las ondas que atraviesan la parte superior del manto tienen una velocidad de alrededor de $8,0 \text{ km s}^{-1}$, mientras que en la base de la corteza tienen valores promedio de $7,2 \text{ km s}^{-1}$. Esta abrupta diferencia en la magnitud de la velocidad de las ondas sísmicas indica un cambio brusco en las densidades de las rocas. La base de la corteza está compuesta por rocas máficas con proporciones variables de plagioclasa cálcica, y la densidad promedio de ellas es de 3000 kg m^{-3} . La parte superior del manto está constituida por rocas ultramáficas, con escasa proporción de plagioclasa, con densidades promedio de 3300 kg m^{-3} . Esta variación en las densidades de las rocas también está acompañada por una variación de la composición química de las mismas (Tabla 1). La corteza es más rica en aluminio, sodio, potasio y es más pobre en magnesio y hierro que el manto.

La corteza se divide en corteza oceánica y corteza continental. La corteza oceánica ocupa el 65% de la superficie de la Tierra. Las rocas más antiguas de la corteza tienen una edad de alrededor de 150 Ma, época en la que comenzó el supercontinente de Gondwana a desmembrarse.

El espesor de la corteza oceánica es de aproximadamente 8 km y está cubierta por 4 km de agua. Está compuesta por tres capas sísmicas que de arriba hacia abajo se denominan capas 1, 2 y 3. La capa 1 tiene un espesor promedio de 0,5 km y está constituida por sedimentos, cuyo espesor aumenta en las inmediaciones de los continentes. La capa 2 tiene 1,5 km de espesor y está constituida por basaltos, mayormente alterados. La capa 3 tiene 6 km de espesor y está compuesta por gabros, diques, rocas máficas metamorizadas y posiblemente cumulos peridotíticos. La corteza continental tiene espesores variables, pero en promedio se estima que tiene entre 30 y 35 km. Su composición y estructura es muy irregular, variando notablemente entre los distin-

Tabla 1. Estimación de la corteza inferior, media y superior según Rudnick y Fountain (1995) y de la composición global de la corteza según diversos autores

	CORTEZA			COMPOSICION GLOBAL DE LA CORTEZA		
	inferior	media	superior	Rudnick y Fountain (1995)	Taylor y McLennan (1985)	Wedephol (1995)
SiO ₂	52,3	60,6	66,0	59,1	57,3	61,5
TiO ₂	0,8	0,7	0,5	0,7	0,9	0,7
Al ₂ O ₃	16,6	15,5	15,2	15,8	15,9	15,1
FeO _i	8,4	6,4	4,5	6,6	9,1	5,7
MnO	0,1	0,10	0,08	0,11	0,18	0,1
MgO	7,1	3,4	2,2	4,4	5,3	3,7
CaO	9,4	5,1	4,2	6,4	7,4	5,5
Na ₂ O	2,6	3,2	3,9	3,2	3,1	3,2
K ₂ O	0,6	2,01	3,4	1,88	1,1	2,4
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,4	0,2		0,18
Li	6	7	20	11	13	18
Sc	31	22	11	22	30	16
V	196	118	60	131	230	98
Cr	215	83	35	119	185	126
Co	38	25	10	25	29	24
Ni	88	33	20	51	105	56
Cu	26	20	25	24	75	25
Zn	78	70	71	73	80	65
Ga	13	17	17	16	18	15
Rb	11	62	112	58	32	78
Sr	348	281	350	325	260	333
Y	16	22	22	20	20	24
Zr	68	125	190	123	100	203
Nb	5	8	25	12	11	19
Cs	0,3	2,4	5,6	2,6	1	3,4
Ba	259	402	550	390	250	584
La	8	17	30	18	16	30
Ce	20	45	64	42	33	60
Pr	2,6	5,8	7,1	5	3,9	6,7
Nd	11	24	26	20	16	27
Sm	2,8	4,4	4,5	3,9	3,5	5,3
Eu	1,1	1,5	0,9	1,2	1,1	1,3
Gd	3,1	4,0	3,8	3,6	3,3	4,0
Tb	0,48	0,58	0,64	0,56	0,6	0,65
Dy	3,1	3,8	3,5	3,5	3,7	3,8
Ho	0,68	0,82	0,8	0,76	0,78	0,8
Er	1,9	2,3	2,3	2,2	2,2	2,1
Yb	1,5	2,3	2,2	2	2,2	2
Lu	0,25	0,41	0,32	0,33	0,3	0,35
Hf	1,9	4	5,8	3,7	3	4,9
Ta	0,6	0,6	2,2	1,1	1	1,1
Pb	4,2	15,3	20	12,6	8	14,80
Th	1,2	6,1	10,7	5,6	3,5	8,50
U	0,2	1,6	2,8	1,42	0,9	1,70
Producción de calor					0,58 μW/m ²	1,25 μW/m ²

tos ambientes tectónicos: escudos, plataformas, cinturones orogénicos, rifts y otros. Tiene una composición silícica en la parte superior y mayormente máfica en la parte inferior. Posee varios planos horizontales de muy baja resistencia, que absorben los esfuerzos, desacoplando mecánicamente los niveles que se hallan por encima. Reologicamente se la divide en corteza superior, frágil y corteza inferior, dúctil, con una zona de transición entre ambas (Figura 8)..

La discontinuidad de Mohorovicic, o simplemente Moho, se encuentra representada en todo el planeta. Sólo en algunos casos pierde su identidad, en particular en aquellos lugares donde la magnitud del flujo calórico es elevada (90 mW m^{-2}), como sucede por ejemplo en la base de las fajas orogénicas activas, en los rifts (oceánicos y continentales) y probablemente en el ápice de las plumas térmicas. En estos lugares la temperatura de la base de la corteza puede llegar hasta los $850\text{-}1000^\circ\text{C}$, lo cual permite la generación y evolución de cuerpos magmáticos. En estos sitios las velocidades de las ondas-P están comprendidas entre $7,2 \text{ km s}^{-1}$ y $7,9 \text{ km s}^{-1}$, y la discontinuidad de Mohorovicic está muy mal definida o se encuentra ausente.

El espesor de la corteza es variable, desde una decena de kilómetros, como se ha comprobado en la corteza oceánica o en algunos bordes de márgenes continentales pasivos, hasta $70\text{-}80 \text{ km}$ en zonas de subducción (Altiplano en los Andes Centrales) y en zonas colisionales (Himalayas). El espesor mínimo de la corteza ha sido registrado en los márgenes continentales pasivos, con estructuras tipo rift, como p. ej. en la plataforma submarina frente a las costas de Galicia (Fig. 7) o al sureste de Terranova (Bown y White 1995). En estos lugares, el espesor de la corteza es apenas de $2\text{-}3 \text{ km}$, y coinciden con la transición entre la corteza continental y la oceánica. En estos lugares de transición se ha comprobado que en la base de la corteza la velocidades de las ondas sísmicas tienen hasta $7,9 \text{ km s}^{-1}$, magnitud mayor que el promedio de la base de la corteza. Estas velocidades anómalas para la corteza, se corresponden con rocas de densidades intermedias entre las del manto y las de la corteza. Esto puede ser explicado por la formación de subplacas máficas o por hidratación y consecuente serpentización del manto. La ausencia de actividad magmática asociada a estos bordes pasivos resulta inexplicable cuando se lo relaciona con los espesores tan delgados de la corteza.

La existencia de márgenes continentales tipo rift con espesores de corteza de un par de kilómetros sin actividad ígnea es un fenómeno que es difícil de comprender. Los modelos teóricos que tratan de explicarlo se basan en la conductividad térmica efectiva de las rocas, relacionando la velocidad del adelgazamiento cortical con la velocidad de la disipación térmica. Uno de los modelos postula que el rift se forma casi en forma instantánea, por lo cual la pérdida de calor por conducción es mínima, posibilitando la fusión de las rocas por descompresión. En otros modelos, opuestos al anterior, se postula que la tasa de formación del rift es lenta, por lo cual el calor puede disiparse casi totalmente antes que disminuya sustancialmente la presión y, en consecuencia, no se alcanzan las condiciones necesarias para producir la fusión de las rocas. De acuerdo con ambos modelos, se puede concluir que la actividad ígnea dependería de la velocidad con que se abre el rift. La ausencia de actividad ígnea en los bordes adelgazados de los márgenes continentales fue explicada por Bown y White (1995) con un modelo en el cual el rift se habría formado durante un prolongado periodo de 15 a 25 Ma . En estos casos la formación del rift, o adelgazamiento de la corteza, es suficientemente lenta como para permitir que la disipación térmica mantenga un gradiente geotérmico bajo, evitándose así la formación de magma. Si el periodo de apertura del rift hubiera sido más corto, la rápida disminución de la presión, que estaría asociada a un elevado gradiente térmico, hubiera permitido la fusión de los materiales y el desarrollo de rocas magmáticas. La ausencia de actividad magmática favorecería la hipótesis que las velocidades anómalas de la base de la corteza corresponderían a serpentinitas, en lugar de una subplaca máfica. De ser así, la hidratación del manto para formar las serpentinitas

podría ser invocado como un proceso que incorpora las rocas del manto en la corteza, por lo cual está última crecería a expensas del manto (Bown y White (1995).

Otra característica de los márgenes pasivos tipo rift es la ausencia de plumas térmicas, que de haber existido habrían desarrollado una intensa actividad magmática, aun a pesar de la lenta tasa de deformación de los materiales de estos lugares.

Con respecto a los cinturones de corteza engrosada, son característicos en zonas de colisión continente-continente, como p. ej. en los Himalayas, y también en zonas de subducción de tipo andina, como sucede en el Altiplano Andino en los Andes Centrales, donde la corteza alcanza un espesor de 70 km (James, 1971; Isacks, 1988). En ambos casos se registra actividad magmática, aunque con distinta composición. En las zonas de colisión predominan las composiciones silíceas peraluminosas, y en el Altiplano Andino las series calco-alcálicas. Esto es consecuencia de regímenes térmicos distintos, con un gradiente de menor magnitud en las zonas de colisión. El espesor en las áreas cratónicas es de alrededor de 35 a 40 km, el cual se considera como un espesor standard, mientras que en algunas fajas orogénicas Paleozoicas el espesor cortical es de alrededor de 30 km.

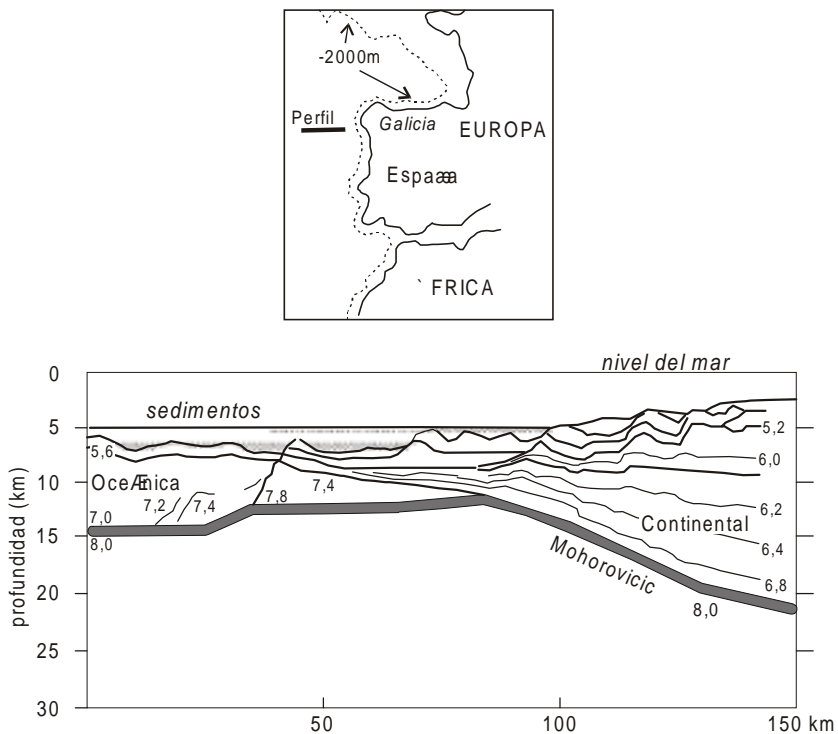


Figura 7. Mapa de ubicación con la isobata de 2000 m y perfil del margen continental tipo rift frente a las costas de Galicia, España, según Bown y White (1995). Los números indican las velocidades de las ondas-P en km s^{-1} . El pasaje de la corteza oceánica a la continental se encuentra en la franja donde la corteza es más delgada. Bown y White (1995) han estimado que el adelgazamiento de la corteza ha durado entre 20 y 29 Ma. Debido a la lentitud de este proceso, el calor ha tenido tiempo para disiparse y por lo tanto no hay actividad magmática en esta región a pesar de la delgadez de la corteza.

4.1.3.1. Composición de la corteza: El grado de conocimiento que en la actualidad se tiene de la composición y la estructura de la corteza, proviene de observaciones indirectas a través de los datos obtenidos con los métodos geofísicos (sísmica de refracción y reflexión), los xenolitos ascendidos por las rocas ígneas y los procesos tectónicos que han permitido la exhumación de terrenos profundos (Steltenpohl et al., 1993). La base de datos que actualmente se posee sobre la corteza, es aun insuficiente para conocer fehacientemente como está organizada la misma. El tratamiento de estos datos permite concluir sobre una diversidad muy grande de hipótesis sobre la corteza. Así p. ej. los minerales de algunos de los xenolitos granulíticos que llegan a la superficie con las rocas ígneas, pudieron haber sido reequilibrados durante su residencia en el magma y, por lo tanto, no representarían la composición de la base de la corteza. Asimismo, la exhumación de los terrenos profundos no necesariamente representan segmentos o porciones de la corteza profunda o mediana. Probablemente corresponden a terrenos que transitoriamente han estado a esas profundidades. A esto se debe agregar que la corteza continental es heterogénea, de modo que la información proveniente de las regiones estudiadas con más detalle no es estrictamente extrapolable a toda la corteza en general. Además, a diferencia de la oceánica, la corteza continental se ha reciclado con mucha menor intensidad que la oceánica, conservando una historia compleja adquirida durante sucesivas etapas de acreción y desmembramiento que han conformado un collage de terrenos con diferentes historias geológicas.

La composición global de la corteza ha sido estudiada e investigada por numerosos autores. Para ellos se han tenido en cuenta varios factores, como la distribución y la extensión de los tipos litológicos de la corteza superior, el análisis de rocas sedimentarias (Taylor y Mc Lennan, 1985), la composición de granulitas (Rudnick y Fountain, 1995) o combinando en forma teórica los promedio de los análisis de la corteza superior, de la corteza inferior félsica y de la corteza inferior máfica, cuya proporción relativa entre ellas se estima que es de aproximadamente 1 : 0.6 : 0.4, respectivamente (Wedepohl, 1995). Los diversos autores que se avocaron a este tema coinciden en una composición global de la corteza que sería equivalente a una roca de composición diorítica (Taylor y Mc Lennan, 1985) o tonalítica (Wedepohl, 1995). De acuerdo con Rudnick y Fountain (1995) esta composición no implica una supremacía de este tipo de rocas, sino que es el resultado de una mezcla de rocas máficas y félsicas. En la Tabla 1 se proporciona una síntesis de los promedios actualmente disponibles.

El agua no parece encontrarse en forma libre en la corteza inferior, porque los procesos metamórficos la absorbería. Frost y Bucher (1994) han concluido que la corteza inferior que subyace a los cratones estaría desprovista de agua, aunque no descartan que en cinturones de intensa actividad tectónica el agua pueda infiltrarse transitoriamente hasta los niveles inferiores de la corteza. Los minerales hidratados, en cambio, tales como anfíboles, biotita/flogopita y escapolita pueden estar presentes en la corteza inferior.

La densidad de las rocas de la corteza varía desde alrededor de 2600 kg m^{-3} en la superficie, hasta 3000 kg m^{-3} en la base, asumiéndose una densidad global promedio de 2800 kg m^{-3} . Esta estratificación de densidades se corresponde con una variación en la composición de las rocas. De esta manera, la corteza se agrupa en dos capas principales: 1) la corteza superior, caracterizada por la abundancia de rocas sedimentarias, intrusivas félsicas, intermedias y máficas y metamorfitas de grado bajo a medio, y 2) la corteza inferior, compuesta principalmente por rocas metamórficas de alto grado, como son las granulitas y parcelas de eclogitas.

4.1.3.2. Características reológicas de la corteza: Desde el punto de vista reológico la corteza también se divide en dos capas principales, a las que se agrega una tercera de transición, que corresponde al pasaje entre ellas (Fig. 8). La capa superior es rígida y está caracterizada por un comportamiento elástico y el tipo de deformación de sus rocas es principalmente frágil, cualquiera sea la velocidad con que se deforman. La capa inferior es mecánicamente débil y su

comportamiento dúctil permite que fluya si se consideran los tiempos en escalas geológicas. Únicamente en escala de tiempos breves, como p. ej. la velocidad de las ondas sísmicas o de los cambios de fases mineralógicas, la parte inferior de la corteza tiene un comportamiento rígido. De acuerdo con esta ambigüedad reológica es posible que bajo ciertas circunstancias se desarrollen fracturas (Shaw, 1980), transitorias, en la corteza inferior, que posteriormente se cerrarían y desaparecerían por efecto de la fluxión. También la capa inferior de la corteza se caracteriza por la ausencia de hipocentros sísmicos, confirmando su comportamiento dúctil y por lo tanto la baja resistencia de sus rocas.

El espesor de la capa frágil es de alrededor de 15 km en zonas cratónicas. Este espesor disminuye con el aumento del gradiente geotérmico, debido a la disminución de la resistencia de las rocas por el

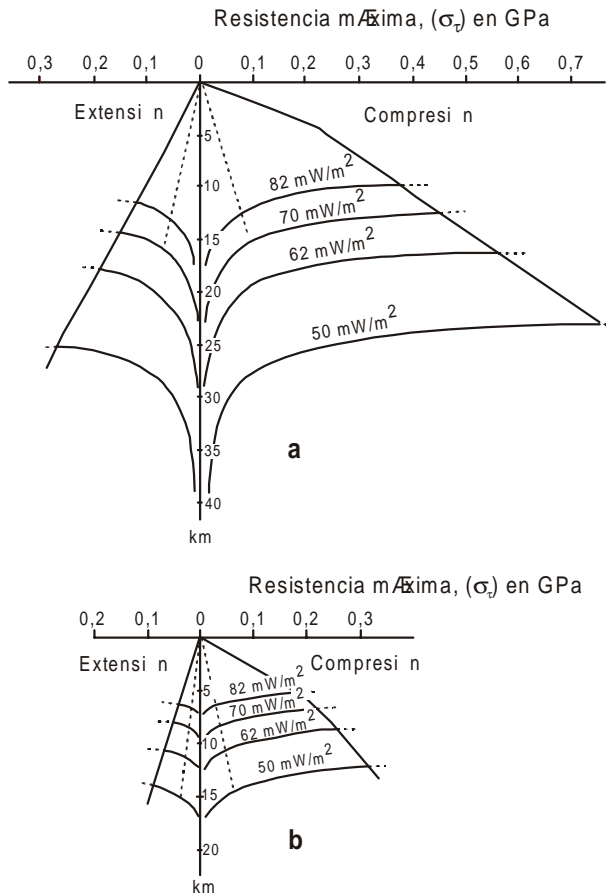


Figura 8. Variación de la resistencia máxima (σ_{τ}) de las rocas con la profundidad (σ_n) de acuerdo con la ley de fracturación de deslizamiento friccional de Navier - Coulomb gobernada por la siguiente ecuación: $\sigma_{\tau} = S_0 + \sigma_n \operatorname{tg} \varphi$, donde σ_{τ} = esfuerzo tangencial; S_0 = coeficiente de cohesividad; φ = ángulo de fricción interna. A la izquierda del eje vertical se representa el campo en extensión y a la derecha en compresión. En el diagrama se muestran diferentes ejemplos con valores del flujo calórico superficial variables. La brusca caída de la resistencia señala la transición entre la corteza frágil y la dúctil. Cuanto mayor es el flujo de calor el límite entre ambas cortezas se encuentra más cercano a la superficie. Las líneas rectas cortadas representan la resistencia máxima de vermiculita y de montmorillonita. En **a**) se representa el comportamiento reológico del cuarzo en sistemas carentes de agua. **b**) es equivalente a **a**) pero en un sistema rico en agua. Obsérvese la disminución de la resistencia máxima en los materiales que contienen agua en los poros. Adaptado de Meissner (1986).

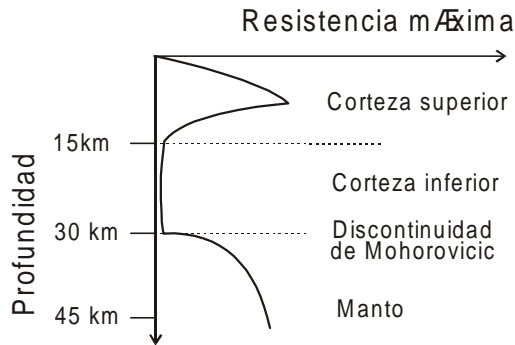


Figura 9. Esquema, sin escala, de la variación de la resistencia de la litósfera con la profundidad. La corteza inferior, dúctil, está intercalada entre capas rígidas constituidas por la corteza superior y el manto. El aumento de la rigidez del manto se debe a la presencia de rocas con abundante olivina, cuyo coeficiente de activación es casi el doble que el de las rocas de la corteza inferior, más ricas en feldespato.

aumento de la temperatura. En lo que concierne a las rocas ígneas, el límite inferior de la capa frágil representa el “piso” de los batolitos, ya que a esta profundidad se pierde la identidad de sus rocas, porque disminuye notablemente el contraste reológico con la caja.

La ductilidad de la capa inferior de la corteza, que es rica en feldespato, contrasta con la rigidez de la parte superior del manto (Fig. 9), que se debe a la presencia de rocas con abundante olivina. La energía de activación de la olivina es mayor que la de la plagioclasa (véase Tabla 1 de Propiedades físicas del Magma), propiedad que la hace más resistente. Este contraste en el comportamiento reológico, promueve un reparto selectivo de los esfuerzos, desacoplando mecánicamente la corteza, en particular la continental, del manto (Burov y Diament, 1996).

4.2. Litósfera y astenósfera

La litósfera es la capa superior de la Tierra que comprende la corteza y la parte superior del manto. En la litósfera se registran la totalidad de los procesos geológicos, incluyendo la tectónica de placas y la actividad ígnea. El origen de gran parte de estos procesos está relacionado con la distribución irregular de la temperatura, que provoca fuertes cambios en el comportamiento reológico de la litósfera. A la litósfera subyace la astenósfera, caracterizada por el desarrollo de corrientes convectivas, las cuales cuando son ascendentes se denominan *plumas*. Las provincias ígneas gigantes están asociadas a estas plumas, de modo que existen una estrecha interacción entre la astenósfera y la litósfera.

El término litósfera (del griego *litos* = duro) en su acepción más amplia se refiere a la capa rígida externa de la Tierra, resistente a los esfuerzos. Comprende la corteza y la capa superior del manto, esta última también se denomina “*tapa*” (= lid en inglés) debido a su rigidez. Astenósfera (del griego *astenos* = débil) representa la capa reológicamente débil que subyace a la litósfera y que se caracteriza por no soportar los esfuerzos, fluyendo en escalas de tiempos geológicos.

El concepto de litósfera ha sido utilizado de distintas maneras por los especialistas (para una discusión detallada véase Anderson, 1995). Esto se debe principalmente a que presenta comportamientos reológicos diferentes de acuerdo con la variación de la tasa de deformación, que influye en sus propiedades reológicas. De acuerdo con esta propiedad, el espesor de la capa

rígida dependería de las escalas de tiempo con que se aplican los esfuerzos. Así p. ej. para escalas de tiempo del orden de 1×10^6 a 1×10^9 Ma (p. ej. la convección del manto) el espesor de la litósfera es significativamente menor con respecto a esfuerzos aplicados en escalas de tiempo breves, como son, p. ej., el pasaje de las ondas sísmicas, o los cambios de fase mineralógicos. Tampoco las observaciones geofísicas han podido obtener una definición en el pasaje de litósfera a astenósfera, aumentando la imprecisión en la definición de litósfera.

Dentro del término litósfera son dos las acepciones que con mayor frecuencia han sido mencionadas en la literatura: 1) la litósfera como capa rígida, homologable con el comportamiento elástico, y 2) la litósfera como una capa delimitada termicamente.

La litósfera como capa rígida es denominada litósfera mecánica y se basa en un criterio puramente reológico. La naturaleza elástica de la litósfera mecánica se puede inferir a partir del análisis de su deformación (y posterior recuperación) causada por el agregado de una carga extra sobre la misma. Por ej. el paulatino hundimiento de los escudos canadiense y bálticos como consecuencia de la última glaciación. Al desaparecer la calota de hielo, se produjo el rebote isostático. También se puede reconocer un comportamiento equivalente al considerarse la deflexión producida por el peso de una cadena orogénica, cuya evolución es del orden de 1×10^8 años. En estos casos se infiere que el espesor de la litósfera debe ser suficiente para sostener semejantes pesos, aunque todavía no ha podido determinarse su magnitud. Sobre la base de modelos teóricos el espesor de la litósfera elástica dependería de la isoterma de $550-650^\circ\text{C}$, que es la temperatura a la cual comienzan a ceder los materiales ante muy bajos esfuerzos, a tasas de deformación muy lentas. Esta temperatura se basa en un principio reológico empírico que dice que una roca comienza a fluir a la mitad de su temperatura de fusión, que en las rocas ultramáficas es de 1280°C . De acuerdo con este modelo la litósfera mecánica está compuesta por la corteza y parte del manto, que en conjunto conforman tres capas: dos rígidas, corteza superior y manto y una dúctil, la corteza inferior.

La segunda acepción de litósfera es referida en la literatura como litósfera térmica y está relacionada a la isoterma de 1280°C , que es la temperatura del solidus de las rocas ultramáficas del manto superior. En este sentido, el término litósfera ha sido empleado como una capa límite térmica (thermal boundary layer) y corresponde al límite a partir del cual comienza a aparecer un fundido intersticial en las rocas. Este cambio, originado por la aparición de ese fundido, ha provocado un concepto reológico erróneo, consistente en que por la aparición del magma los materiales cambian drásticamente de rígidos a dúctiles. Esto no es así, porque a bajas velocidades de deformación y hasta temperaturas de alrededor de 700°C las rocas se comportan reológicamente como fluidos y por lo tanto fluyen. Por este motivo, la litósfera mecánica siempre tiene menor espesor que la térmica. En forma muy general, este límite térmico también ha sido invocado como la capa más externa del manto convectivo. Sin embargo, por lo expresado, no se puede descartar que las corrientes convectivas también puedan llegar hasta la base de la litósfera mecánica.

La confusión en los diferentes usos del término litósfera puede ser explicada por los diferentes enfoques que se le ha dado a la naturaleza de los materiales y su implicancia en la deformación. Desde un punto de vista atómico se distinguen sólidos de líquidos, pero desde un punto de vista reológico se distinguen sólidos y fluidos. Un fluido es desde un punto de vista reológico un material que cede ante un mínimo esfuerzo diferencial y tiene la particularidad de fluir, sin distinción de su ordenamiento atómico. Por este motivo es común que rocas totalmente cristalizadas fluyan en forma similar a líquidos. Al respecto no podemos dejar de recordar que las leyes que rigen las deformaciones de los materiales terrestres están basadas en el análisis mecánico del continuo, cuya escala es mayor que la atómica.

Para todos los análisis estructurales-tectónicos es conveniente tener presente la definición de litósfera mecánica. Desde el punto de vista petrológico, en cambio, el concepto de litósfera térmica señala una subdivisión que tiene implicancias en la generación de los cuerpos ígneos. Por encima de ese límite la presencia de magma es transitoria, mientras que por debajo la presencia de magma es permanente.

De acuerdo con la composición de la corteza, la litósfera ha sido subdividida en litósfera oceánica y litósfera continental. Globalmente el espesor de la litósfera oceánica es menor que el de la continental. El espesor de la litósfera (térmica) oceánica aumenta con la edad, variando desde unos pocos kilómetros en las dorsales oceánicas, que es donde se genera la corteza oceánica, hasta unos 100 km para edades de unos 130-150 Ma. El espesor de la litósfera (térmica) continental es de unos 120-200 km, aumentando en los escudos precámbricos.

La erosión de la base de la litósfera se llama **delaminación**. Son varios los modelos teóricos que se han invocado para explicar este proceso, entre ellos el desprendimiento de bloques que por su alta densidad se hundían en la astenósfera. En condiciones de acortamiento lateral la corteza aumenta su espesor permitiendo que su base alcance las condiciones de presión y de temperatura de la facies eclogítica, formándose rocas con densidades de 3300 kg m^{-3} , como es frecuente en la base de los Alpes (Pennacchioni, 1996). En estas circunstancias, por su mayor densidad, la corteza también puede desprenderse y hundirse con la litósfera en la astenósfera.

Este modelo es el más popular en la actualidad. Las consecuencias de este proceso en la geodinámica global son: 1) adelgazamiento de la litósfera (térmica) y debilitamiento de la misma; 2) incremento del gradiente geotérmico; 3) ascenso regional de la litósfera, debido a su menor peso; 4) posible generación de un régimen tectónico extensional y 5) el mayor gradiente geotérmico Asociado con este proceso se favorecería la generación y ascenso de magmas máficos (Kay y Mahlburg Kay, 1993).

4.3. Plumas

Una pluma es una entidad hipotética que se supone que se desarrolla en el manto y representa una columna cilíndrica vertical de rocas, cuya temperatura es mayor que las de su entorno. Una pluma representa el ascenso de rocas y de **calor**, que son transportados hacia arriba en forma convectiva. El diámetro estimado de una pluma es de alrededor de 200 - 400 km. Estas cifras se obtienen a partir de la observación de la extensión de las provincias ígneas, cuyas rocas, se suponen que fueron originadas por dichas plumas. Asimismo, la existencia de una pluma se puede inferir por las anomalías térmicas positivas que se registran en la litósfera, y que se traducen en una actividad magmática de gran volumen. La formación de muchas de las provincias ígneas gigantes, se atribuyen a la interacción de una pluma con la litósfera, hecho que favorece la generación de grandes cantidades de magma. La intensa actividad del complejo volcánico de Yellowstone, USA, ha sido relacionada con una pluma. También el origen de algunas islas oceánicas, que no son otra cosa que gigantescos aparatos volcánicos, se atribuye a la existencia de una pluma.

Otro efecto común de la interacción de una pluma con la litósfera, es el debilitamiento térmico de la misma. El calentamiento de la litósfera disminuye la resistencia de las rocas que la constituyen, favoreciendo su fracturación. Además, favorece la elevación de la superficie del terreno que se encuentra por encima de la pluma. En ocasiones este abovedamiento colapsa, produciendo la fracturación de la litósfera. Estas condiciones favorecen el modelo que sostiene que las plumas juegan un importante papel en el desmembramiento de los supercontinentes

(Courtilot et al., 1999; Dalziel et al., 2000).

El modelo de una pluma es el de una columna cilíndrica de rocas sólidas que están a mayor temperatura que su entorno y que fluyen verticalmente hacia arriba debido a su menor densidad. Cuando llegan a la base de la litósfera no pueden continuar con su ascenso vertical debido a la rigidez que esta presenta. En este momento el material de la pluma comienza a fluir lateralmente, tomando la forma de un hongo. Esta parte de la pluma se denomina cabeza y llega a tener un diámetro de alrededor de 2000 a 4000 km. En la cabeza de la pluma, el sector de mayor temperatura se encuentra en el centro de la misma y disminuye gradualmente hacia los bordes.

Las plumas a las cuales se ha hecho referencia aquí no deben confundirse con las *plumas volcánicas o columnas eruptivas*, que representan una columna vertical constituida por materiales sólidos y gaseosos que son eyectados hacia la atmósfera por un volcán.

4.4. Provincias ígneas gigantes

Las provincias ígneas gigantes poseen una considerable extensión areal, donde el desarrollo de la actividad magmática tiene una acotada y restringida distribución en el espacio y en el tiempo. Se considera que una provincia ígnea es gigante cuando su extensión supera los 100.000 km² de superficie, y su desarrollo en el tiempo es de solo unos pocos millones de años. Por esta razón en una provincia ígnea gigante la generación de los magmas se produce en forma rápida y con un elevado porcentaje de fusión. A su vez los fundidos se movilizan con rapidez y llegan a los niveles superiores de la corteza en un tiempo relativamente corto. Una provincia ígnea gigante está asociada a importantes fracturas que permiten el rápido ascenso del magma. En los sectores donde se emplazan las provincias ígneas gigantes, el incremento de calor en la base de la litósfera y su posterior disipación, se producen en forma muy rápida. En la Tabla 2 se da una síntesis de las provincias ígneas gigantes más importantes del Fanerozoico.

El concepto de provincia ígnea gigante es relativamente nuevo y se acuñó en la década de los años 80 con la finalidad de describir los grandes plateaus basálticos, tanto continentales como oceánicos. También se incluyen entre las provincias ígneas gigantes los plateaus basálticos asociados a los márgenes continentales pasivos. La observación de grandes extensiones volcánicas en la superficie de Venus y de Marte contribuyó a la creación de este concepto. La importancia geológica de estas provincias se refleja en el libro editado por Mahoney y Coffin (1997), que actualiza los conocimientos sobre el tema.

La provincia ígnea basáltica de Paraná-Etendeka es uno de los ejemplos más típicos y exhaustivamente estudiado (Peate, 1997). El volumen de su material es mayor a 1×10^6 km³ y lo más característico de ella es que el mismo se extruyó en sólo 5 Ma, entre los 134 y 129 Ma, lo cual implica una tasa de extrusión muy alta y una rápida disipación térmica. Está constituido mayormente por lavas basálticas toleíticas, a las cuales se asocian algunos filones capa en su borde oriental y diversos enjambres de diques de similar composición (Fig. 10). El plateau basáltico está coronado por extensos derrames riolíticos, que están estrechamente asociados a la evolución magmática del plateau.

Entre las provincias ígneas de grandes dimensiones también se pueden incluir los *enjambres de diques radiales gigantes*, algunos de los cuales están asociados a los plateau basálticos.

La mayor parte de las provincias ígneas gigantes estudiadas en detalle son Fanerozoicas. Otra de sus características más destacables, además de su desarrollo en solo unos pocos millones de años, es que no tienen una relación directa con una tectónica con esfuerzos horizontales dominantes, como es típicamente la tectónica de placas. Están relacionadas a movimientos verticales y actualmente hay consenso para explicar el origen de estas provincias por la interacción

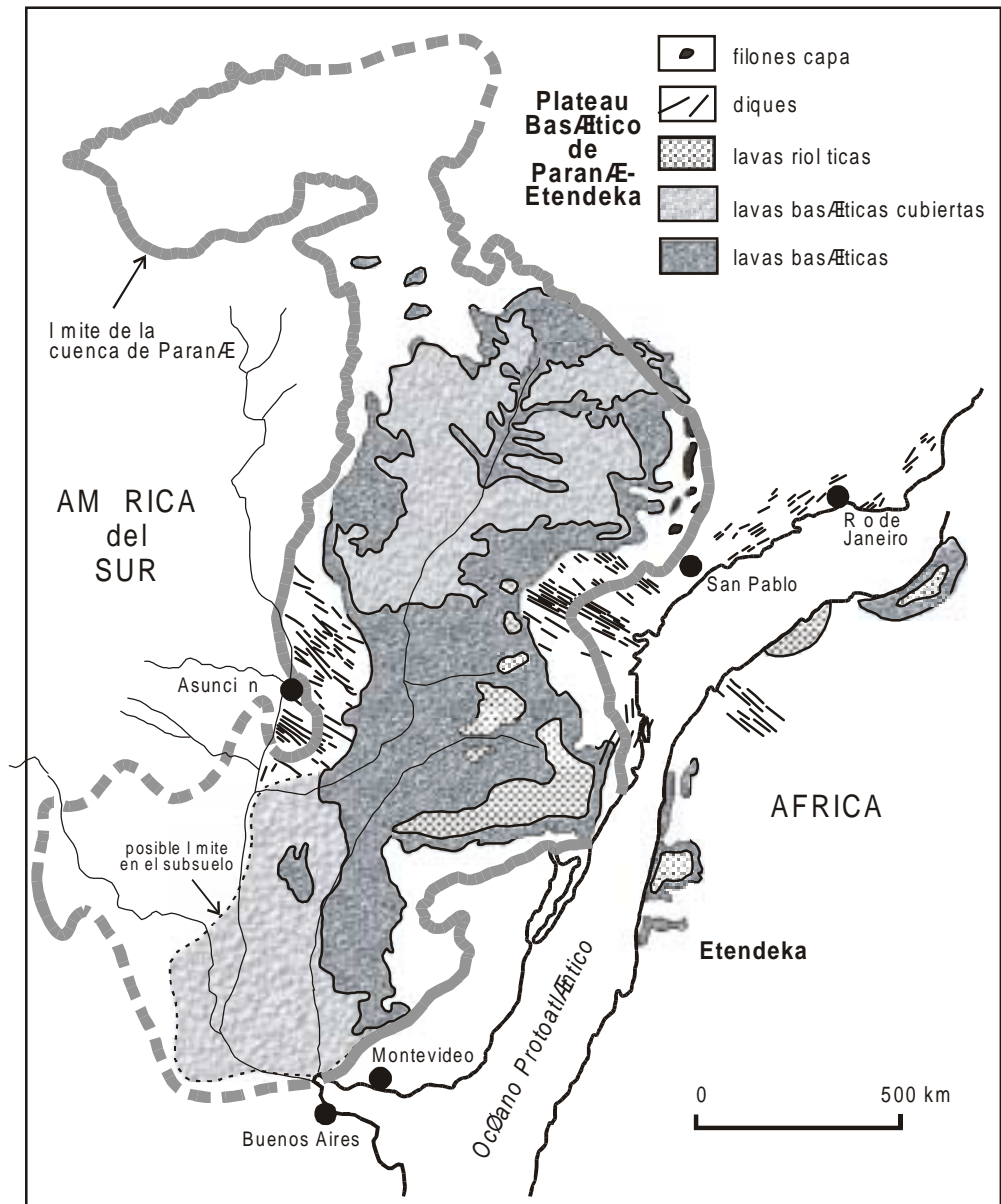


Figura 10. Plateau basáltico de Paraná - Etendeka, coronado por lavas riolíticas de similar edad. La reconstrucción de la posición de América del Sur y de África durante el Cretácico fue redibujada de Peate (1997, p. 219).

de una pluma térmica con la litósfera. El desarrollo de plumas también ha sido propuesto para explicar la voluminosa actividad magmática de Venus, donde la tectónica de placas aparentemente no ha estado activa durante los últimos 500 Ma.

El Batolito Andino de América del Sur, que está relacionado a proceso de subducción, por su extensión, mayor de 210.000 km², podría ser considerado como una provincia ignea gigante.

Sin embargo, no se lo incluye entre de ellas debido a que su emplazamiento tuvo lugar durante varias decenas de millones de años, en vez de unos pocos millones de años como es propio de las provincias ígneas gigantes.

Las provincias ígneas gigantes tienen una gran influencia en la formación y en el crecimiento de la corteza. En efecto, durante la formación de una provincia ígnea gigante se incorpora en la corteza superior, un gran volumen de rocas máficas originadas en el manto. El aporte de estas grandes masas de rocas máficas con alta densidad provoca una perturbación de la normal estratificación de las densidades de las rocas de la corteza. Es probable que esta situación de lugar al inicio de procesos que

Provincia ígnea	Edad Ma	Área Km ²	Volumen Km ³	Observaciones
Plateau basáltico Columbia River	16-17	164 x 10 ²	175 x 10 ³	Compuesto por más de 300 coladas de basalto, con volúmenes de 500-600 km ³ cada una
Plateau basáltico Paraná - Etendeka	129-134	1 x 10 ⁶	1 x 10 ⁶	Numerosas coladas con espesor total de hasta 1000 m. Asociado a enjambres de diques. Está cubierto por 1 x 10 ³ km ³ de riolitas.
Plateau basáltico Deccan, India	Límite Cretácico-Terciario	500 x 10 ⁶	500 x 10 ⁶	Lavas basálticas mayormente tholeíticas, con espesores de hasta 2000 m. Basaltos olivínicos alcalinos se han reconocido en algunos centros eruptivos.
Basaltos Rajmahal, India	113-116	Afloramientos en la India 4100 Km ² . En gran parte está cubierto y está desmembrado por la formación del océano Índico. Se extiende a Australia y al plateau de Kerguelén en el Pacífico Sur.		Lavas basálticas tholeíticas que rematan con una delgada cobertura de riolitas.
Lavas del Karroo	180	2 x 10 ⁶	1-2 x 10 ⁶	Coladas y diques basálticos predominantes. Forman varias subprovincias volcánicas en el sur de África.
Plateau basáltico de Siberia	-250	2,5 x 10 ⁶	>2 x 10 ⁶	Extensas coladas basálticas y material piroclástico basáltico de hasta 700 m de espesor.
Provincia ígnea del Atlántico Norte	1ª fase: 62 2ª fase: 56	Extensión total no conocida porque ha sido desmembrada por la formación del océano del Atlántico Norte. Es >1,3 x 10 ⁶ Km ² .		Composición basáltica. Se formó en dos fases principales. Se encuentra parcialmente desmembrado por la formación del Atlántico Norte.

Tabla 2. Características de algunas de las provincias ígneas gigantes más importantes.

tiendan a restablecer el equilibrio entre las densidades. En las áreas cratónicas la duración de este proceso es seguramente muy largo, pero en los bordes de los escudos y en las fajas orogénicas es más rápido.

En la Argentina las provincias riolíticas del Choiyoi, de Marifil y de Chon Aike, también podrían ser consideradas como provincias ígneas gigantes. Una característica común a estas tres provincias ígneas es que comienzan con rocas de composición andesítica a dacítica y finalizan con extensos plateau dacíticos a riolíticos que prácticamente sepultan a las rocas de la base. Otra característica común es la elevada proporción de ignimbritas silíceas de alto grado, que en muchos casos tienen el aspecto de lavas. El ángulo de reposo de las unidades extrusivas es bajo, de pocos grados, por lo cual las formas de los edificios volcánicos son más cercanas a la de los escudos volcánicos que a la de los estratovolcanes.

La provincia Choiyoi se desarrolla fundamentalmente en la Cordillera Frontal, desde La Rioja hasta Mendoza, y continúa en el subsuelo neuquino. Hacia el sudeste entra en la provincia de La Pampa llegando hasta la de Buenos Aires, con los aislados afloramientos de López Lecube. Su extensión es mayor a los 200.000 km² de superficie, y su desarrollo temporal fue de aproximadamente 30 Ma, entre los 270 y 240 Ma. Su duración excede a los típicos periodos de las provincias ígneas gigantes y este es un tema que debe ser estudiado con mayor detalle en el futuro.

La provincia de Marifil está ubicada en el Macizo Norpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), su extensión es de aproximadamente 160.000 km² y se desarrolló en el entorno de 180 Ma.

La provincia de Chon Aike (~ 150 Ma) se extiende a lo largo de Santa Cruz y Tierra del Fuego y continúa en la plataforma continental, por alrededor de 200.000 km², que puede ser mucho mayor si se integran las rocas halladas en el subsuelo.

Una característica que las diferencia de las provincias ígneas gigantes, compuestas esencialmente por rocas máficas, es su composición predominantemente silícea.

4.5. Placa

Una placa constituye la unidad fundamental de la teoría de tectónica de placas. Es la capa rígida más externa de la Tierra y sus límites son homologables con la litósfera mecánica. Se caracteriza por su comportamiento elástico y por lo tanto tiene la propiedad de transmitir y acumular los esfuerzos. El límite inferior de una placa tiene un marcado contraste reológico con la capa subyacente, de menor viscosidad, que puede actuar como una superficie de desacople mecánico.

La placa cuando subduce toma el nombre de loza (slab). El ángulo con que subduce depende del contraste de densidad entre las litósferas de ambas placas. Las placas oceánicas jóvenes en general tienen menor densidad que las más antiguas y el ángulo de subducción tiende a ser bajo (10-20°), mientras que en las placas más densas el ángulo es de unos 30°.

La loza representa una perturbación transitoria en el gradiente geotérmico de la litósfera, debido a la introducción de una cuña de baja temperatura (Fig. 11). La loza se metamorfiza progresivamente a medida que desciende, alcanzando un grado metamórfico correspondiente a la facies de eclogita. El metamorfismo y la menor temperatura de la loza se traduce en una densidad mayor a la del medio que la rodea, por lo cual se hunde. La información obtenida a partir de los métodos geofísicos han permitido comprobar que la loza puede alcanzar grandes profundidades. En los Andes, a la altura de Cuzco, Perú, James y Snoke (1994) han detectado la

posible presencia de fragmentos de loza oceánica a una profundidad de aproximadamente 500 km. Estos autores también estimaron que a partir de los 100-150 km de profundidad el ángulo de descenso de la loza es de aproximadamente 70° , lo cual se puede interpretar que se halla cerca al descenso en caída libre. Esta situación promueve el desarrollo de corrientes convectivas en el manto, dando lugar a la redistribución de su composición.

A pesar que las placas juegan un papel fundamental en la tectónica global, el conocimiento en detalle de sus propiedades reológicas, de su espesor, y de su relación mecánica con la astenósfera, es en la actualidad incompleto y motivo de discusión. Uno de los temas prioritarios es comprender como se distribuyen los esfuerzos en el límite entre la placa rígida y la astenósfera dúctil. La importancia de este fenómeno radica en que son estos esfuerzos los que aparentemente gobiernan el movimiento de las placas y la mayor parte de los procesos de deformación que ocurren en su interior.

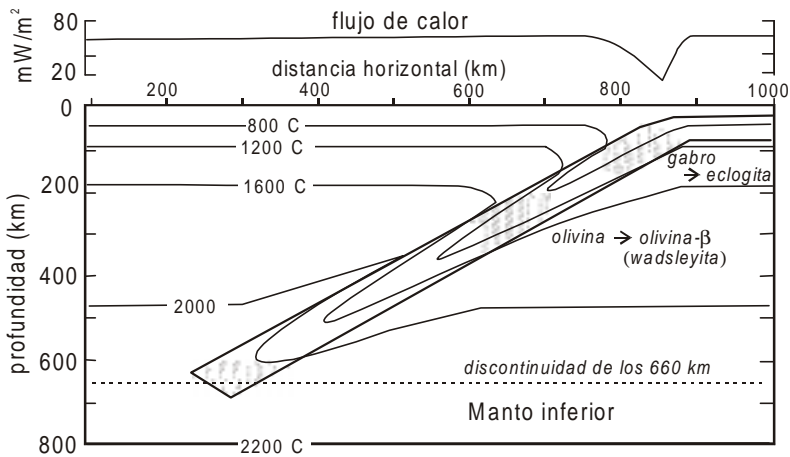


Figura 11. Variación de la temperatura en el manto superior y la corteza como consecuencia de la introducción de litósfera fría por la subducción. En gris están indicadas las principales transiciones mineralógicas que se producen en la loza subductada. Redibujado de Condie (1997, p. 116).

Este tema ha sido ampliamente discutido por Anderson (1995), autor a quien remitimos para una mayor información.

La incapacidad de obtener información real y confiable acerca de las propiedades reológicas de las placas, proviene de la estrecha dependencia que existe entre los mecanismos de deformación de los materiales y la tasa de deformación. Esta relación tiene una gran importancia porque toda la información de lo que ocurren en el interior de la Tierra proviene de los métodos de análisis geofísicos que, al basarse en las velocidades de las ondas sísmicas, solamente reflejan las situaciones que corresponden a las altas tasas de deformación. Es probable que estos métodos no reflejen enteramente la realidad, ya que no se podrían detectar numerosas estructuras afectadas por deformaciones muy lentas, de alrededor de 10^6 a 10^9 Ma. De acuerdo con estas observaciones, los espesores promedio de las placas durante estos periodos podrían ser más delgados que lo que revelan los datos proporcionados por las velocidades de las ondas sísmicas, debido a que la rigidez que se infiere de su comportamiento corresponde solamente a tasas de deformaciones rápidas. También los recientes estudios revelan que por debajo de los cratones arqueanos, existirían profundas raíces de aproximadamente 400 km (Vinnik et al., 1996). Sin embargo, dichas raíces

podrían no ser tan profundas si se consideran tasas de deformación pequeñas (de alrededor de 1×10^{-13} a 10^{-18} s^{-1}), ya que a $650^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ los materiales del manto pueden ceder con facilidad ante esfuerzos constantes mínimos. Algunos datos geocronológicos preliminares de estas raíces, obtenidos en el Departamento de Magnetismo Terrestre de la Carnegie Institution (Carlson et al., 1994), sugieren que dichas raíces tienen edades similares a la de los escudos que soportan. Con esta información Carlson et al. (1993) han concluido que esas raíces están solidariamente asociadas a los escudos y por lo tanto formarían parte de una única unidad desde esa época. Con el continuo perfeccionamiento de los instrumentos geofísicos de medición se podrán obtener datos más precisos de la estructura interna de la Tierra y también se podrían llegar a formular nuevas hipótesis y modelos.

4.6. Subplaca máfica

La subplaca máfica es un conjunto de rocas máficas que tienen una elevada proporción de material fundido intersticial, y tiene la capacidad de fluir. Su composición sería equivalente a la de un basalto. Se encuentran como lentes horizontales dentro de la litósfera y están generalmente asociadas a importantes discontinuidades mecánicas, como es p. ej. la discontinuidad de Mohorovicic.

Una subplaca máfica produce una anomalía térmica positiva de singular importancia, la cual es capaz de provocar la fusión de las rocas en las capas que se encuentran por encima (Huppert y Sparks, 1988; Atherton, 1993) o, alternativamente, de metamorfizarlas en facies de granulita (Ellis, 1987; Spear, 1993).

La formación de una subplaca máfica está relacionada con el ingreso de un magma máfico en la litósfera y con la imposibilidad de este material de continuar su ascenso vertical y comenzar a desplazarse lateralmente a lo largo de una superficie de discontinuidad. La subplaca máfica está generalmente asociada a plumas térmicas, que implican el ascenso de material y de calor desde las partes inferiores del manto, que se ubican tanto en zonas de intraplaca, como en los márgenes de placas convergentes o divergentes. En las zonas orogénicas las subplacas máficas podrían estar relacionadas a procesos de delaminación o a variaciones en la tasa de subducción.

La formación de los enclaves microgranulares máficos que contienen las rocas ígneas se la relaciona en muchos casos con las subplacas máficas. En efecto, los fundidos graníticos que se forman por encima de la subplaca máfica, serían inyectados por el magma máfico que asciende desde la subplaca. Esto es posible porque la velocidad de ascenso de los magmas máficos es mayor que la de los silícicos debido a su menor viscosidad. El ingreso de un magma máfico de mayor temperatura en otro silícico más frío, produce el congelamiento del primero en pequeños cuerpos sub-esféricos, con formas de almohadillas, similares a las formas de los basaltos en almohadilla (= *pillows lavas*). Además, el fundido granítico incrementa su temperatura como consecuencia del ingreso de los fundidos máficos. En consecuencia, en el cuerpo silícico hospedante se generan vigorosas corrientes convectivas ascendentes, que arrastran, redistribuyen y deforman los enclaves. La presencia de enclaves microgranulares máficos es frecuente en dioritas, tonalitas y monzogranitos de zonas orogénicas, incluyendo a los estadios post-orogénicos, y en intraplaca. En todos estos ambientes tectónicos es posible la existencia de subplacas máficas.

CAPÍTULO 5

Introducción al Estudio de los Cuerpos Ígneos

Los cuerpos ígneos representan parcelas de magma que ascienden a través la litósfera y quedan atrapadas en la corteza al enfriarse y cristalizar. Es también frecuente que el magma llegue hasta la superficie, formando los edificios volcánicos, los cuales serán descriptos en el capítulo correspondiente.

El ascenso del magma a través de la litósfera no sólo implica la transferencia de materia en la litósfera, sino también el desplazamiento de una perturbación térmica, la cual origina nuevos gradientes térmicos transitorios. Además, los cuerpos magmáticos modifican el comportamiento reológico de las rocas adyacentes, disminuyendo la resistencia de las mismas debido al incremento de la temperatura.

Los atributos más importantes de un cuerpo ígneo intrusivo son los siguientes:

- 1) forma y dimensión del cuerpo.
- 2) variación de las estructuras y texturas y su distribución en el interior del cuerpo. La relación entre la forma del cuerpo y las variaciones texturales tiene una gran importancia para comprender las relaciones entre los cuerpos ígneos y la estructura regional.
- 3) variación en la composición, distribución, abundancia y dimensiones de las segregaciones tardías de los diferenciados magmáticos.
- 4) presencia de enclaves, bloques y pendants.
- 6) naturaleza y geometría de los contactos con la roca de caja y sus características reológicas.
- 7) concordancia o discordancia con las estructuras de la roca de caja.
- 8) distribución y magnitud de la aureola térmica, que no siempre se traduce en la formación de hornfels (= cornubianitas).

Todos los atributos mencionado deben ser tenidos en cuenta al describir un cuerpo ígneo, en particular cuando los estudios están orientados a resolver los problemas relacionados con la tectónica de la región y con la evolución petrológica. Para ello es necesario conocer la posición relativa de cada una de las muestras analizadas en cada cuerpo ígneo estudiado. Esto es crítico en el estudio de los batolitos, compuestos por numerosos plutones, con diferentes composiciones y distintos niveles de erosión ya que son diferentes las muestras de las cúpulas con respecto a las del interior del plutón.

Las diaclasas es otro de los atributos comunes a todos los cuerpos ígneos. Sin embargo, el origen de ellas se debe a numerosas causas, no siempre relacionadas con el enfriamiento del cuerpo ígneo. Muchos de los sistemas de diaclasas se forman con posterioridad a la intrusión, por lo cual reflejan la historia geológica regional en lugar de la del cuerpo ígneo. Las diaclasas primarias son aquellas que están relacionadas con el enfriamiento del cuerpo y se las pueden reconocer por la presencia en ellas de minerales estrechamente relacionados con la evolución magmática, tales como anfíboles, micas, plagioclasas sódicas, fluorita, topacio, berilo, turmalina.

na, cuarzo, etc. Estas diaclasas primarias son las únicas que pueden ser útiles para comprender la historia de enfriamiento del cuerpo.

Las formas y dimensiones que tienen los cuerpos ígneos se deben a una compleja interacción entre los esfuerzos regionales residentes en las rocas de caja y los esfuerzos que surgen de la dinámica propia del magma, a los cuales en lo sucesivo se los denominará esfuerzos magmáticos. Estos últimos esfuerzos se originan en la resistencia del magma para fluir, y por lo tanto su magnitud es proporcional a la viscosidad. Cuando los esfuerzos regionales son netamente superiores a los esfuerzos magmáticos, las formas de los cuerpos ígneos están condicionadas por las estructuras regionales, siendo los diques y algunos facolitos los cuerpos ígneos más destacables dentro de este grupo. Cuando los esfuerzos magmáticos son superiores a los regionales, la forma de los cuerpos ígneos tiende a independizarse de las estructuras regionales, imponiendo sus propias formas. En casos extremos, llegan a poseer secciones circulares, siendo los ejemplos más notables de este grupo los plutones centrados, desarrollados en ambientes de intraplaca o en ambientes post-orogénicos.

Los cuerpos magmáticos poco viscosos, como son los que poseen composiciones máficas, tienden a formar cuerpos laminares. Esto se debe a su facilidad de escurrirse a través de delgadas grietas y fracturas. En estos casos los esfuerzos magmáticos son comparativamente muy pequeños y no alcanzan a modificar el campo de esfuerzos regional. Al contrario, los magmas con viscosidades elevadas, como son los silícicos, tienen tendencia a formar cuerpos globosos, debido a su dificultad para escurrirse a través de las fracturas. Además, por su elevada viscosidad, durante el desplazamiento desarrollan esfuerzos superiores a los regionales. No obstante esto, son numerosos los diques compuestos por rocas silícicas, tales como riolitas, pórfidos graníticos y aplitas, por lo cual se puede afirmar que los magmas silícicos también pueden circular a través de fracturas. No es fácil explicar esto, pero una posibilidad es que su viscosidad fuera tan baja como la de una roca máfica. Sin embargo, los cálculos de la viscosidad de los fundidos riolíticos y las mediciones directas sobre los fundidos obtenidos en el laboratorio no han podido confirmar viscosidades tan bajas. Hay un consenso generalizado en considerar a los magmas silícicos como fluidos no-newtonianos, y en estos casos la viscosidad no es una constante, variando con la tasa de deformación. En algunos fluidos no-newtonianos, la viscosidad puede disminuir con el incremento de la tasa de deformación (*strain rate*). Por este motivo, un magma, con comportamiento no-newtoniano, que se desplaza con elevada velocidad responde con una viscosidad menor con respecto al mismo magma, pero con un desplazamiento más lento. También debemos recordar (véase el capítulo sobre el Calor) que los cuerpos laminares requieren de un rápido desplazamiento a fin de evitar el congelamiento del magma. Las altas velocidades en los cuerpos laminares se puede lograr si el relleno de la fractura es contemporáneo con la propagación de la misma. En este caso el magma avanza a la misma velocidad con que la fractura se abre, que comúnmente es mayor a 1 m s^{-1} . Estas condiciones especiales explicarían la formación de los extensos diques silícicos.

La distribución de los esfuerzos en el entorno de una fractura es apropiada para la propagación de la misma (Anderson, 1951, p. 24). Los esfuerzos tensionales se concentran en la punta de la fractura, favoreciendo el crecimiento de la misma y su propagación (Fig. 1). En algunos casos la presión hidrostática del magma supera la presión confinante, favoreciendo el desarrollo de esfuerzos extensionales. Asimismo, la presencia del magma en el interior de la fractura disminuye la resistencia de la roca, favoreciendo su fracturación. Estas propiedades explican la abundancia de diques en la corteza. Spence y Turcotte (1985) concluyeron que para magmas con una viscosidad de 10^2 Pa s la velocidad de propagación sería de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ y que las fracturas son canales efectivo para el transporte de magma. Un análisis mecánico detallado sobre la forma-

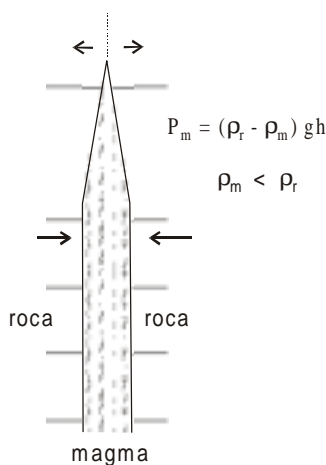


Figura 1. Fractura de extensión rellena por magma. La presión hidrostática del magma (P_m) en la parte superior de la fractura excede la presión confinante, porque la densidad del magma (ρ_m) es inferior a la de la roca de caja (ρ_r). En la punta de la fractura la resistencia de la roca disminuye en una magnitud igual a la de la presión del fluido (fracturación hidráulica) por lo cual se fractura con mayor facilidad.

ción de diques y su propagación ha sido elaborado por Pollard (1987).

En este manual, los cuerpos ígneos se han reunido, sobre la base de su forma, en dos grupos principales: 1) los **cuerpos ígneos laminares** y 2) los **cuerpos ígneos globosos**. Entre ambos se encuentran los lacolitos, que son cuerpos con formas transicionales, y que de acuerdo con el volumen que cada uno de ellos participan de las características de los laminares o de los globosos. Las razones de esta división es que ambos grupos tienen propiedades muy diferentes, las cuales se resumen a continuación:

1) Los cuerpos ígneos laminares tienen un comportamiento pasivo respecto al campo de esfuerzos regional, y los esfuerzos propios del magma no alcanzan para modificarlo. En consecuencia se adaptan a las estructuras de la caja. En los cuerpos globosos, en cambio, el magma desarrolla esfuerzos propios, con una magnitud tal que interactúan con los esfuerzos residentes en la roca de caja. En algunas circunstancias los esfuerzos originados en la dinámica del magma llegan a superar a los de la caja, imponiendo formas propias, como p. ej. en los complejos plutónicos centrados, en los lacolitos, etc. En otros casos, se subordinan, aunque en forma parcial, a los de la caja, como por ejemplo ocurre en los plutones de los batolitos orogénicos, que comúnmente poseen elevadas relaciones axiales.

2) Los cuerpos ígneos laminares tienen una elevada relación superficie/volumen y por lo tanto son propensos a una rápida pérdida de calor por conducción. Por el contrario, los cuerpos globosos, debido a su menor relación superficie/volumen, son mucho más eficientes para conservar el calor, prolongando por más tiempo la actividad del magma. Las consecuencias de esta relación es que los cuerpos laminares se congelan con mayor rapidez que los globosos y por lo tanto la velocidad de desplazamiento del magma en los laminares es mayor.

Los cuerpos ígneos raras veces se encuentran en forma aislada. Comúnmente forman agrupamientos de varios cuerpo cuyas características son similares entre sí. Así por ej. un conjunto de plutones constituye un batolito, un conjunto de diques constituye un enjambre de diques, y una asociación de uno o más plutones circulares, a los cuales están asociados sistemas de diques anulares, constituyen complejos plutónicos centrados, etc. Los campos de coladas que

abarcan una gran extensión constituyen los plateaus volcánicos.

El tamaño de los cuerpos magmáticos depende de la resistencia de la roca de caja. Esto se debe a que la presencia de un cuerpo magmático, que es un cuerpo fluido, produce en la caja rígida una desviación en la trayectoria de los esfuerzos regionales, aumentando su concentración en la vecindad del cuerpo ígneo, como se ilustra en la Fig. 2. Esta concentración es proporcional al volumen del cuerpo ígneo, y también a la rigidez de la caja, que es la que transmite los esfuerzos. Si se considera a una roca de caja cuya resistencia no varía durante la intrusión, se puede afirmar que cuanto mayor es el volumen del cuerpo mayor es la concentración de los esfuerzos en la pared del mismo. En los casos en que los esfuerzos superan la resistencia de la roca de caja se produce su ruptura y colapsa. Por lo tanto, existe un límite en el tamaño del cuerpo ígneo. De acuerdo con esto debería existir un tamaño crítico, que dependería de la resistencia a la fracturación de la roca de caja. Sin embargo, en la actualidad los estudios no son suficientes para conocer cual es la magnitud de ese tamaño. Plutones de más de 1000 km² de extensión son poco

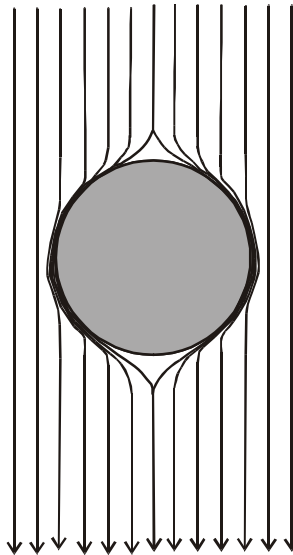


Figura 2. Desviación de la trayectoria de los esfuerzos residentes en la caja rígida debido a la presencia de un cuerpo magmático, representado con forma esférica. En la parte de la caja que rodea al cuerpo magmático, la acumulación de esfuerzos es máxima. Cuanto mayor es la dimensión del cuerpo magmático mayor es la acumulación de los esfuerzos en la caja. Cuando los esfuerzos alcanzan un valor crítico que supera la resistencia a la fracturación, la caja colapsa. Esto explica por qué existe un límite, dentro de la corteza frágil, en el tamaño de los cuerpos magmáticos.

frecuentes, porque normalmente la caja rígida colapsa debido a la elevada concentración local de los esfuerzos. Los cuerpos de monzogranitos tienen por lo general menores extensiones, alcanzando en algunos casos hasta 300 km² de sección.

En la mayoría de los casos un cuerpo ígneo globoso corresponde a una **cámara magmática** congelada. Una cámara magmática es un cuerpo constituido por un fundido que contiene cristales en suspensión, y que se encuentra estático en la corteza. No posee energía suficiente para desplazarse a través de la corteza, pero conserva una cierta cantidad de energía interna que le permite mantener el movimiento en su interior. La actividad que se registra en el interior de una

cámara magmática se puede sintetizar en los siguientes puntos: a) nucleación y crecimiento de los cristales; b) separación de una fase gaseosa; c) movimientos convectivos, que promueven la diferenciación magmática dentro de la cámara y cuyo resultado es una distribución en zonas concéntricas de la composición y c) desarrollo de una aureola térmica como consecuencia de calor cedido hacia el exterior. Normalmente las cámaras magmáticas poseen una gruesa estratificación interna, evidenciada por la variación gradual de la composición. Las parcelas más diferenciadas, que son las más silíceas y las más ricas en volátiles, se encuentran en la parte superior.

La posición estática de la cámara magmática dentro de la corteza significa que se encuentra en un equilibrio transitorio con el campo de esfuerzos residentes en las rocas. En estos casos, para que la cámara magmática pueda salir de su estado de equilibrio y comience a desplazarse o a ser drenada hacia la superficie, se requiere de un incremento adicional de energía. El mismo se puede producir de tres maneras diferentes: 1) por el ingreso en la cámara magmática de un magma de mayor temperatura; 2) por el aumento de la concentración de los volátiles en las fases residuales del magma, que al saturarse se separan como fase vapor. El aumento del volumen desarrolla esfuerzos propios; 3) por una disminución rápida de la presión confinante, que puede ser causada por la formación de fracturas que conectan la cámara magmática con la superficie. Se genera una diferencia de presión que bombea el magma hacia la superficie, que es la zona de menor presión. A estos tres procesos hay que agregar un cuarto, que depende de las condiciones físicas de su entorno y que podríamos describir como un factor tectónico. Por ejemplo, es posible que el campo de esfuerzos regionales varíe por causas externas a la evolución magmática (p. ej. esfuerzos originados por una fase tectónica), sometiendo al cuerpo ígneo ya sea a compresión o a extensión. También puede disminuir la resistencia de la roca de caja, ya sea por el debilitamiento térmico o por la alteración hidrotermal, cediendo con facilidad ante los esfuerzos magmáticos, que a su vez disminuyen al ser absorbidos por la deformación de la caja.

En las cámaras magmáticas residentes en la parte superior de la corteza, el incremento de su energía interna puede dar lugar a una erupción o a un conjunto de erupciones. La inyección de magmas máficos en cámaras magmáticas más silíceas ha sido invocada como un mecanismo que desencadena una erupción (Sparks et al., 1977; Murphy et al., 1998). Un ejemplo reciente de este proceso ha sido propuesto para explicar la erupción del volcán Pinatubo de 1991, que ha sido una de las erupciones de mayor volumen del siglo XX (Pallister et al., 1992).

Debemos agregar aquí que la presencia y características de un cuerpo ígneo no aflorante, puede ser inferida de acuerdo con el tamaño y la morfología del edificio volcánico al cual está relacionado. En efecto, las características del edificio volcánico están estrechamente relacionadas con el tamaño de la cámara magmática, con las propiedades reológicas del magma, y con los procesos que incrementaron su energía interna que facilitaron las erupciones. En el capítulo de edificios volcánicos este tema será tratado en detalle.

5.1. Convección

Una de las características más importantes que posee un cuerpo ígneo globoso, es la de desarrollar celdas convectivas en su interior (Fig. 3). Los factores que favorecen la convección (para más detalles véase Turner y Campbell, 1986; Valentine, 1992) son las variaciones internas de la temperatura y/o de la composición.

En un cuerpo ígneo globoso la diferencia de temperatura con respecto a la roca de caja desarrolla un gradiente térmico que provoca el movimiento convectivo en el magma. Esto es posible si la viscosidad efectiva del fundido no es tan alta como para impedir su movimiento. Debemos recordar aquí que en magmas que contienen más de 65 % de cristales, la viscosidad

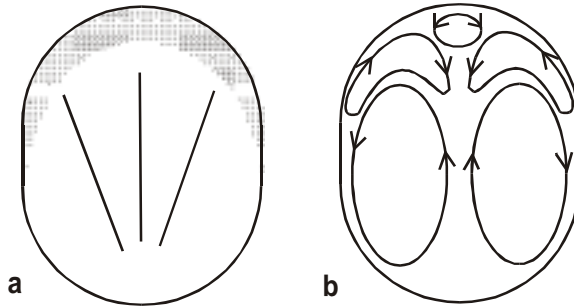


Figura 3. Dinámica interna de una cámara magmática compuesta por un fundido granítico con agua disuelta. En **a** se representa en forma esquemática la migración de los volátiles, que por su alto volumen específico se concentran en las zonas de menor presión. En **b** se representan las posibles celdas convectivas dentro de la cámara magmática. En los bordes de la cámara el magma se desplaza hacia abajo por tener mayor densidad debido a su menor temperatura. Al calentarse en la parte inferior asciende por el centro de la misma. En la mitad superior de la cámara las corrientes convectivas tienen sentido inverso, porque la densidad es menor debido a la mayor concentración de volátiles y a una menor proporción de cristales debido a la disminución de la temperatura del solidus causada por la mayor cantidad de agua disuelta.

efectiva es tan elevada que prácticamente impide el movimiento del magma.

Las condiciones para que un cuerpo magmático desarrolle celdas convectivas se resumen en el Número de Rayleigh, cuya expresión es la siguiente:

$$Ra = \frac{g\alpha\Delta TL^3}{\nu\kappa}$$

donde g = aceleración de la gravedad, α = coeficientes de expansión térmica; ΔT = diferencia de temperatura; L = espesor de la capa de magma donde se hace efectiva la conducción; ν = viscosidad cinemática (= viscosidad/densidad) y κ = difusividad térmica.

El número de Rayleigh es proporcional a la magnitud del gradiente térmico y al espesor de la capa de magma en la cual se registra dicho gradiente. Es inversamente proporcional a la viscosidad cinemática y a la difusividad térmica. Como la magnitud de la difusividad térmica ($\sim 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) tiene un estrecho rango de variación en las rocas ígneas, la viscosidad cinemática es la variable que más se opone al movimiento convectivo. Por esta razón, cuando la viscosidad cinemática alcanza el umbral crítico en el cual la proporción de cristales es tan alta que la viscosidad tiende a infinito (véase el capítulo Propiedades físicas del magma) el número de Rayleigh tiende a cero y, en consecuencia, no se desarrollan corrientes convectivas. Por esta razón en las cámaras magmáticas el magma fluye hasta que el aumento de la viscosidad, debido al descenso de la temperatura y a la cristalización, impide el movimiento. A partir de este momento el magma termina de cristalizar en reposo. En cámaras formadas por sucesivas inyecciones los movimientos internos son más complejos y se necesitan detallados estudios de la fábrica para interpretarlos. En modelos experimentales se ha podido establecer que cuando el número de Rayleigh es mayor que 10^3 ocurre convección.

No obstante la aparente sencillez de la ecuación mencionada, es sumamente complicado determinar un número de Rayleigh que se ajuste a la realidad, porque es difícil la determinación del espesor de la capa L . En efecto, en un cuerpo ígneo L no representa al espesor total del

mismo, sino al espesor de la capa más externa, inmediata a la roca de caja, y donde el gradiente térmico es máximo. El espesor de esta capa es muy difícil de evaluar porque el gradiente térmico disminuye progresivamente hacia el interior del cuerpo. Sin embargo, se debe tener en cuenta que una vez iniciados los movimientos convectivos los mismos pueden extenderse a todo el cuerpo.

5.2. Fábricas magmáticas y magnéticas

Las fabricas magmáticas resultan del movimiento del magma que orienta y redistribuye los cristales. Las evidencias más claras del flujo magmático son la orientación de los cristales y la segregación de bandas con distintos contenidos de cristales e inclusiones sólidas. No siempre estas texturas son fáciles de observar en el campo, en particular en los monzogranitos, donde la carencia o escasez de minerales achatados y/o alargados no permiten reconocer el flujo magmático. Los megacristales de feldespato potásico, tan comunes en algunos plutones graníticos, tienen formas tabulares que permiten establecer su orientación. También por su mayor tamaño respecto a los otros cristales son sensibles a la segregación y acumulación en bandas, las cuales claramente indican el sentido del flujo magmático. En algunos casos los indicadores de flujo sólo se encuentran en forma localizada (Lám. 1) por lo cual no son útiles para comprender la evolución completa del plutón. También existen numerosos granitos que no tienen evidencias del flujo, aparentando tener una fábrica isotropa. Sin embargo, los estudios de detalle realizados sobre numerosos cuerpos graníticos, asistidos por las técnicas que miden la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) de las rocas, han revelado que todos ellos tienen una fabrica magmática anisótropa (Bouchez, 1997). Este método es más eficaz y menos tedioso que los clásicos métodos microestructurales, por lo cual se lo está empleando en forma rutinaria.

Diamagnetismo, paramagnetismo, ferromagnetismo y antiferromagnetismo

Un mineral sometido a un campo magnético se imantará de acuerdo con su composición y estructura cristalina. El momento magnético resultante determina diferentes estados magnéticos de acuerdo con las propiedades del mineral. Las mediciones se efectúan en un campo magnético débil y a temperatura ambiente. De acuerdo con los momentos magnéticos resultantes los minerales se clasifican de la siguiente manera:

- 1) **Minerales diamagnéticos** En ausencia de un campo magnético el momento resultante es nulo. Bajo un campo magnético la imantación inducida es opuesta al campo. Es decir, se orientan hacia las zonas en la cual la intensidad del campo es menor. Ejemplos: cuarzo y feldespato.
- 2) **Minerales paramagnéticos** En ausencia de un campo magnético el momento resultante es nulo. Bajo un campo magnético la imantación inducida es paralela al campo. Es decir, se orientan hacia las zonas donde la intensidad del campo es mayor. Ejemplos: micas, anfíbol, granate, turmalina.
- 3) **Minerales ferromagnéticos** Tienen imantación espontánea, no requiriéndose de un campo magnético. En presencia de un campo magnético la susceptibilidad es mucho más elevada que en los restantes grupos. Ejemplos: magnetita, pirrotina.
- 4) **Minerales aniferromagnéticos** Son comparables con los minerales paramagnéticos pero en un campo magnético la imantación inducida es positiva pero mucho más débil que en los paramagnéticos.

El estudio de los granitos por métodos magnetométricos comenzó a desarrollarse a partir de la década del 50 (Sharma, 1986) y recién se hizo popular a fines de los 80 (Rochete, 1987; Knight y Walker, 1988; Bouchez et al., 1990; Gleizes et al., 1993; Leblanc et al., 1996; Gleizes et al., 1997). Los trabajos realizados comprobaron que existe una buena concordancia entre las fabricas magmáticas y las magnéticas, por lo cual en la actualidad se utiliza casi en forma rutina-

ria para determinar la estructura magmática de los plutones. El análisis de la fábrica magnética también contribuye a comprender los procesos del emplazamiento de los cuerpos ígneos, pudiendo distinguir la sucesión de pulsos magmáticos que componen un plutón. El método es también aplicable a las rocas metamórficas, pero como en ellas es relativamente sencillo medir las foliaciones y lineaciones, no es imprescindible emplear AMS para conocer su fábrica.

El método se basa en las propiedades magnéticas de las rocas, que depende de la contribución de cada uno de los minerales que la componen.

La susceptibilidad magnética (K) es una propiedad de cada mineral y resulta de la relación entre la imantación inducida (M) y el campo magnético inductor:

$$K = \frac{M}{H}$$

Para un cuerpo isótropo K es una escalar, pero para uno anisótropo es un tensor de 2° orden, por lo cual se puede construir un elipsoide con tres ejes diferentes. Por convención los tres ejes ortogonales del elipsoide se definen como $K_1 > K_2 > K_3$.

La susceptibilidad magnética de una roca resulta de la contribución de cada uno de sus componentes. En rocas con magnetita, aun en los casos en que se encuentra como mineral accesorio, la susceptibilidad de la roca es controlada por este mineral debido a su carácter ferromagnético. La contribución de los restantes minerales, para- y diamagnéticos, es mínima, agrupándolos como la matriz. En rocas sin magnetita, como p. ej. en leucogranitos, la susceptibilidad de la roca es controlada por la matriz.

La susceptibilidad magnética de una roca es casi siempre anisótropa, dependiendo el grado de anisotropía de la forma de los granos y de su orientación. Los minerales cúbicos, como p. ej. la magnetita, con formas alargadas, pueden presentar una susceptibilidad máxima paralela a la elongación de los granos. Los minerales planos, como las micas, o alargados, como los anfíboles, ambos paramagnéticos, son ideales para medir la fábrica magnética y permiten determinar los planos de foliación y lineación respectivamente. El cuarzo y el feldespato (diamagnéticos), que son los minerales más abundantes en las rocas graníticas, no son favorables para medir la anisotropía de la fábrica magnética porque por sus formas equidimensionales, se comportan magnéticamente prácticamente como isótropos.

La aplicación de AMS para el estudio de los cuerpos ígneos debe fundamentarse en estudios texturales y mineralógicos detallados, a fin de poder relacionar los elipsoides magnéticos con el flujo magmático y la dirección del mismo. En las lavas, la aplicación de AMS es más compleja que en los cuerpos intrusivos debido a las altas tasa de cizalla de los flujos rápidos, que complica la interpretación. Al respecto, se están llevando a cabo diversos estudios experimentales para correlacionar el flujo de las rocas con los elipsoides magnéticos. Cañón-Tapia y Pinkerton (2000) han demostrado que en lavas basálticas existe una adecuada correlación entre el elipsoide magnético y el flujo, por lo cual AMS podría ser aplicable a lavas. No obstante, es necesario tener en cuenta la posibilidad de flujos turbulentos, que complican la interpretación.



Lámina 1. Granito con megacrystales de feldespato potásico del batolito de Las Chacras, sierra de San Luis. El flujo del magma se puede observar en las inmediaciones del enclave por las bandas oscuras que se segregan. En lugares alejados el enclave, no representados en la fotografía, el flujo magmático es muy difícil de reconocer.

CAPÍTULO 6

Cuerpos Ígneos Laminares

Los cuerpos ígneos laminares son aquellos que se caracterizan por tener una relación longitud/espesor $\ggg 1$ y están constituidos por dos superficies planas, paralelas entre si. Son los cuerpos ígneos que tienen la mayor relación superficie/volumen, por lo cual sus características texturales son distintivas respecto a los cuerpos ígneos globosos. Uno de los principales atributos de los cuerpos laminares es que por su geometría son poco favorables para la conservación del calor, por lo cual el magma que fluye en su interior debe hacerlo de tal manera que se reduzca al máximo la pérdida de calor por conducción. Por este motivo, en los cuerpos laminares el magma debe desplazarse a altas velocidades ($> 0,5$ m/s), para lograr un número de Peclet $\ggg 1$. Si se cumplen estas condiciones, los cuerpos ígneos laminares pueden llegar a tener grandes longitudes y los diques pueden constituirse en conductos efectivos para el desplazamiento del magma a través de la litósfera (Shaw, 1980; Rubin, 1995; Petford et al., 1993).

Entre los cuerpos ígneos laminares se encuentran los diques y los filones capa (= sills). Ambos son frecuentes en la corteza y están ampliamente distribuidos en los distintos ambientes geológicos.

Los diques se diferencian de los filones capa por las relaciones de contacto con la roca de caja. Comúnmente los diques son discordantes, aunque en algunos tramos de su recorrido pueden ser concordantes. Están casi siempre rellenando fracturas. Los filones capa, en cambio, son en gran parte concordantes y no tienen una obvia asociación con fracturas. Están relacionados con los planos de estratificación de rocas sedimentarias o de secuencias volcánicas estratificadas. Los cuerpos laminares emplazados en rocas que no poseen superficies planas, y por lo tanto no se pueden establecer relaciones de concordancia-discordancia, como son p.ej. las rocas plutónicas, se denominan diques y obviamente están relacionados a fracturas.

A pesar que en la literatura los diques se diferencian de los filones capa por sus relaciones de concordancia-discordancia con la roca de caja, la diferencia entre ambos tiene un significado geológico mucho más importante que esta simple relación sugiere. La mayor parte de los diques son subverticales, y con frecuencia constituyen las vías de acceso del magma hacia los niveles superiores de la corteza. La energía necesaria para que el magma pueda ascender proviene 1) de la menor densidad del mismo respecto a la de la roca de caja y 2) del gradiente de presión. Por el contrario, los filones capa se forman cuando la densidad del magma se equipara con la de la caja y el gradiente de presión no es suficiente para continuar con el ascenso. Por esta razón, el magma tiende a desplazarse horizontalmente (Francis (1982; Corry, 1988). El desplazamiento horizontal del magma también se observa en algunos sistemas de diques radiales, asociados a cuerpos intrusivos centrales o a plumas térmicas. Estos diques son subverticales, pero el magma se desplaza dentro de ellos en forma horizontal. Debido a que la presión que se genera en el cuerpo magmático supera la presión confinante, se desarrolla un gradiente de presión horizontal.

Los filones capa y los diques se pueden concentrar en áreas definidas, constituyendo **enjambres** (*swarms*) y se los denomina *enjambres de diques/filones capa* seguido por un nombre

geográfico: p. ej. enjambre de filones capa Collipilli, etc. Los enjambres de filones capa han sido descritos en la literatura con menor frecuencia que los enjambres de diques, dando la impresión que estos últimos son menos comunes. Sin embargo, cuando se dan las condiciones apropiadas, como son p. ej. las de una cuenca sedimentaria poco diagenizada, cuyas rocas son estratificadas y tienen una densidad relativamente baja, es factible la formación de enjambres de filones capa. Un buen ejemplo de esto es la región de Colli Pilli - Cerro Caicayen en la cuenca neuquina, donde Llambías y Malvicini (1978) han descrito numerosos filones capa, en estrecha asociación con lacolitos, con composiciones andesíticas y dacíticas.

Las diferencias en el modo de emplazamiento de los diques y los filones capa, se reflejan en las estructuras, las cuales serán analizadas en las descripciones respectivas. Sin embargo, una característica que es común a ambos es su forma laminar, por lo cual se enfrían con rapidez. Por este motivo, el hecho que estos cuerpos son abundantes en la corteza, implica que tuvieron que darse las condiciones mínimas para que el magma pueda fluir a través de las fracturas sin congelarse. Para disminuir la pérdida de calor por conductividad, el magma debe desplazarse a alta velocidad para evitar la pérdida de calor por conducción. Si el desplazamiento hubiera sido lento tendrían una extensión muy limitada. Otra característica común a todos los cuerpos ígneos laminares, es que su masa calórica es pequeña, por lo cual no producen en las rocas de caja perturbaciones térmicas significativas. Por esta razón en la caja de los cuerpos ígneos laminares emplazados cerca de la superficie no se forman hornfels, inclusive en aquellos casos que la composición de la roca de caja es altamente sensible a los cambios de temperatura, como son las rocas pelíticas, las rocas ricas en materia carbonosa o las rocas impregnadas con petróleo. En numerosos casos, la aureola térmica sólo se manifiesta en los cambios de coloración de la roca, debidos a los procesos de oxidación del hierro.

6.1. Diques

Los diques se presentan con frecuencia en agrupaciones de varios diques, constituyendo los enjambres de diques. Raramente se encuentran en forma aislada, a menos que la erosión haya descubierto solamente unos pocos de ellos. En numerosos casos se encuentran asociados a cuerpos plutónicos, pero en las regiones donde predominan los procesos tectónicos extensionales, como por ejemplo en los rifts, se los encuentra relacionados a coladas, sin relación con otros cuerpos ígneos. De acuerdo con el diseño de la distribución en el terreno, se los describen como diques anulares, diques radiales, y diques longitudinales. Un párrafo aparte merecen los enjambres de diques gigantes, ya que por su extensión exceden a la simple relación con cuerpos ígneos. Se los relaciona con plumas térmicas que interactúan con la litósfera (véase 6.2 Enjambre de diques gigantes). Finalmente, existe otro grupo de diques que se desarrollan durante los estadios finales de la cristalización de los plutones graníticos y que se localizan exclusivamente en su interior. Se denominan diques sin-plutónicos o sin-magmáticos porque se forman antes que finalice la cristalización del plutón. Por este motivo se los describirá conjuntamente con estos cuerpos ígneos.

Las rocas que constituyen los diques tienen texturas muy variadas, que abarcan desde texturas porfíricas con pastas afaníticas, propias de las rocas volcánicas, hasta texturas granulares, propias de las rocas plutónicas. Las texturas intermedias entre ambos extremos también presentan una amplia variedad, con abundantes ejemplos de texturas transicionales entre las de las rocas plutónicas y las volcánicas. En la mayoría de los casos se tratan de texturas porfíricas con

pastas granulares de grano fino a mediano, cuyas rocas antiguamente se denominaban con el prefijo de pórfido (p. ej. pórfido granítico, pórfido riolítico, etc.) y se las describía como rocas hipabisales. Las texturas ofíticas, característica de las diabasas, son también texturas intermedias entre las plutónicas y las volcánicas..

Debido a que las texturas resultan de la velocidad del enfriamiento, que a su vez depende de la masa ígnea y del contraste térmico con la caja, no se las puede utilizar directamente para estimar la profundidad del emplazamiento. En los niveles superficiales de la corteza y en los diques de escaso espesor predominan las texturas porfíricas con pastas afaníticas hasta parcialmente vítreas, felsíticas, o incluso pastas microgranulares muy finas, similares a las de las aplitas. En los niveles más profundos, o en diques superficiales de gran espesor, son comunes las texturas porfíricas con pastas granulares a microgranulares e inclusive granulares de grano mediano. Así por ejemplo hay diques anulares de granito asociados a calderas y también diques apliticos y riolíticos que intruyen las rocas extrusivas consanguíneas. En resumen, en los niveles altos de la corteza coexisten las texturas finas con las gruesas.

En cuanto a la composición de los diques, prácticamente están representadas todas las rocas ígneas, pero la abundancia relativa depende de la viscosidad del magma. Los diques máficos, poco viscosos, son mucho más frecuentes que los silícicos, que tienen mayor viscosidad.

Los espesores de los diques tienen un amplio rango de variación. En general, el espesor aumenta con la viscosidad del magma y esta propiedad se relaciona con la facilidad del fluido para escurrirse a través de las fracturas. Los diques máficos, cuyos magmas tienen bajas viscosidades, pueden llegar a tener delgados espesores, de solamente unas pocas decenas de centímetros. En algunos casos, diques con esta composición tiene espesores anormalmente gruesos, del orden de 100 m, pero según Wada (1994) están relacionados a presiones magmáticas extremadamente altas, en estrecha asociación con la formación de plateaus basálticos. Delaney y Pollard (1981) compilaron las medidas de los espesores de los diques basálticos en los enjambres de diques de Islandia obteniendo un promedio de 3,5 m, mientras que el espesor promedio de los diques de Mull, Escocia, es de 1,5 m, y en Independencia, California, de 1 m. Los diques que alimentan el plateau basáltico de Columbia River, Estados Unidos, tienen un espesor promedio de 6 m, con máximos que exceden los 23 m. Los diques silícicos tienen en promedio un espesor mayor que los máficos, y si bien no se ha establecido espesores promedios, sus valores más frecuentes oscilan entre 2 y 15 m, alcanzado en algunos casos hasta 20 y 25 m. Eichelberg et al. (1985) describieron en Inyo Domes, California, diques silícicos con espesores que varían entre 6 y 33 metros. En el batolito de Colangüül los diques de riolita tienen entre 5 y 15 m y localmente alcanzan un espesor máximo de 50 m (Llambías y Sato, 1990).

Las longitudes de los diques en el sentido horizontal van desde unos pocos metros hasta varios miles de metros. En el batolito de Colangüül algunos diques de riolita alcanzan hasta 10 km de longitud (Fig. 1), y a lo largo de su exposición exhiben una forma tabular bien definida, sin engrosamientos parciales, que puedan sugerir la tendencia a formar domos. Esto significa que estos diques rellenan pasivamente las fracturas y que el magma se escurrió a través de ellas con facilidad, lo cual es un indicio de baja viscosidad.

Con frecuencia un dique está compuesto por segmentos de unos 200-300 m de longitud, organizados en échelon (Fig. 1, Lam. 1), en forma irregular, anastomosada, o en zig-zag (Fig. 2) como ha sido resumido por Hoek (1991). Al describirse la longitud de un dique se considera la suma de todos estos segmentos, que en conjunto permiten identificar al dique. Delaney y Pollard (1981) han interpretado que los segmentos se unen en profundidad formando un dique con mayor continuidad.

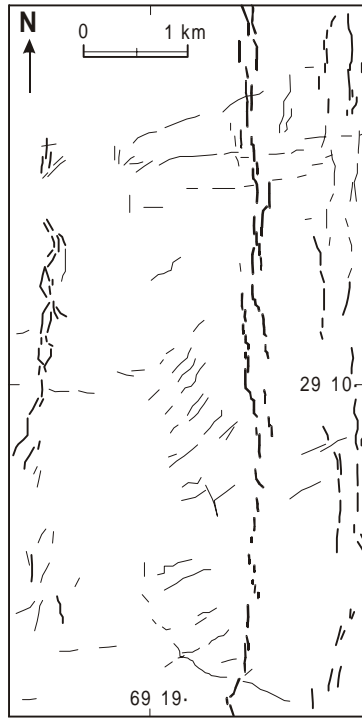


Figura 1. Dique de riolita con diseño en échelon de 13,6 km de longitud y 20-30 m de espesor, en el batolito de Colanguil. La roca de caja, no representada con rastras, corresponde al plutón de Tabaquito. Este dique, y otros similares que lo acompañan, forman parte del enjambre de diques longitudinales asociados a las intrusiones graníticas de 260-250 Ma, y cortan al sistema radial de diques, representado en la Fig. 8. Simplificado de Llambías y Sato (1990).

El conocimiento que se tiene sobre la extensión de los diques en profundidad es escaso, debido a que las exposiciones no son suficientes para obtener una adecuada información al respecto. Tampoco la investigación geofísica permite obtener datos concretos sobre la profundidad que alcanzan los diques. En numerosos casos se asume que algunas erupciones basálticas están relacionadas a fracturas profundas que atraviesan la totalidad de la corteza (Shaw, 1980), ya que el magma que llega a la superficie tiene una filiación geoquímica e isotópica que indica sin lugar a dudas su origen en el manto, hipótesis que también es apoyada por la presencia de enclaves ultramáficos en algunas lavas basálticas. En edificios volcánicos complejos, asociados a puntos calientes o a plumas térmicas, como p. ej. es el caso de los volcanes Mauna Loa y Kilauea, en la isla de Hawai, se ha inferido que las erupciones basálticas se originan en reservorios magmáticas transitorios ubicados entre 2 y 6 km de profundidad (Johnson, 1987; Dvorak y Okamura, 1987). En estos casos los diques tendrían profundidades de esta magnitud.

La profundidad de los diques silíceos es aún más discutida que la de los basálticos. Los diques anulares y radiales asociados a edificios volcánicos con composiciones intermedias a ácidas están estrechamente relacionados a plutones emplazados a unos pocos kilómetros de profundidad. En estos casos los diques profundizarían solamente hasta los niveles en los cuales se encuentran las cúpulas de los plutones.

El Gran Dique de Zimbabwe, Rhodesia, es el dique de mayor desarrollo de la Tierra. Tiene 550 km de longitud y entre 3 y 10 km de espesor, y por sus tamaño se lo puede considerar como

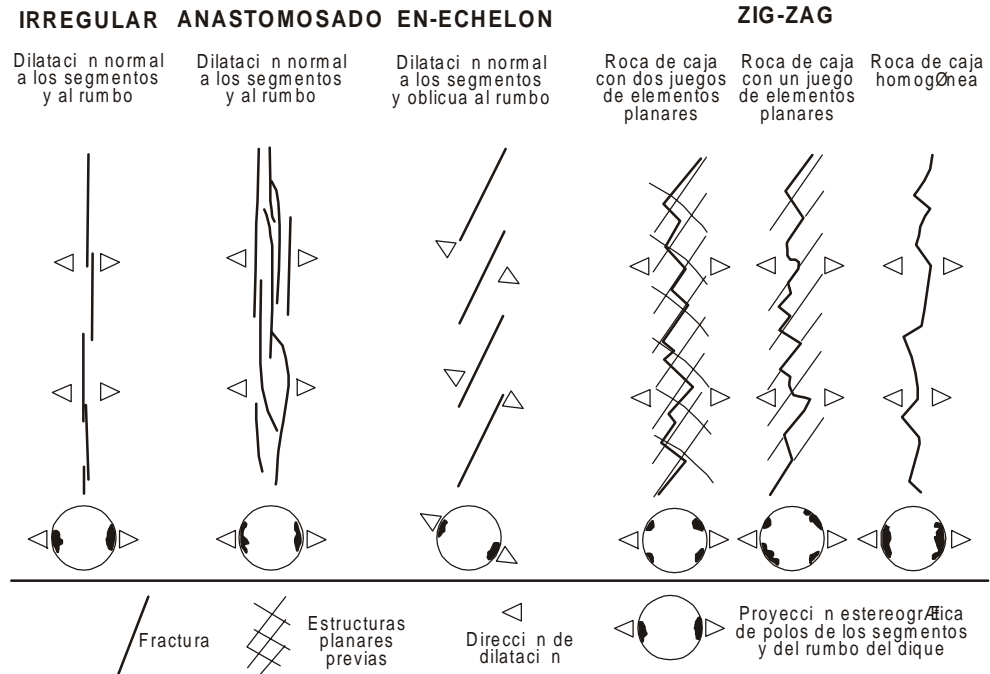


Figura 2. Esquema de los diferentes arreglos de diques, sintetizado por Hoek (1991). Todos los diques representados en la figura son originados por dilatación, es decir ambas paredes del dique se separan, y si se suprimiera el dique la caja podrían volver a su posición original. En consecuencia cada dique puede ser considerado como una medida de la deformación. El esfuerzo mínimo es perpendicular al dique.

único, por lo cual no es comparable con otros diques. No forma un solo cuerpo ígneo, continuo, sino que está constituido por numerosas subcámaras magmáticas con composiciones similares. Cada una de ellas posee una estratificación magmática marcada, con rocas ultramáficas en los niveles inferiores y máficas en los superiores. En los niveles inferiores se encuentran dunitas y/o harzburgitas que gradan hacia arriba a bronzititas y piroxenitas. En los niveles superiores las rocas ultramáficas pasan en transición a gabros olivínico y gabronoritas. La edad es de 2587 ± 8 Ma (Mukasa et al., 1999). De acuerdo con estos autores, el Gran Dique se habría formado poco después del amalgamiento de los cratones de Kaapval y Zimbabwe.

Un dique consta de las siguientes partes: 1) contacto con la roca de caja; 2) borde externo de grano fino; 3) parte central o núcleo (Fig. 3).

El **contacto** del dique con la roca de caja es neto y está conformado por superficies planas paralelas entre sí. En muchos casos el contacto representa una superficie de menor cohesividad respecto a la del dique y a la de la roca de caja. Esto se debe al fuerte contraste reológico entre el dique y la caja. En los diques con mayor resistencia a la erosión que la caja, la erosión deja expuesta la superficie del contacto del dique, donde es posible observar la presencia de surcos o protuberancias de diferente grosor, algunas de ellas de hasta varios centímetros. Son las marcas que producen las irregularidades de la roca de caja en el flujo laminar del magma. Se pueden equiparar con una gruesa lineación, la cual también indica la dirección del movimiento del magma y en numerosos casos también el sentido del movimiento.

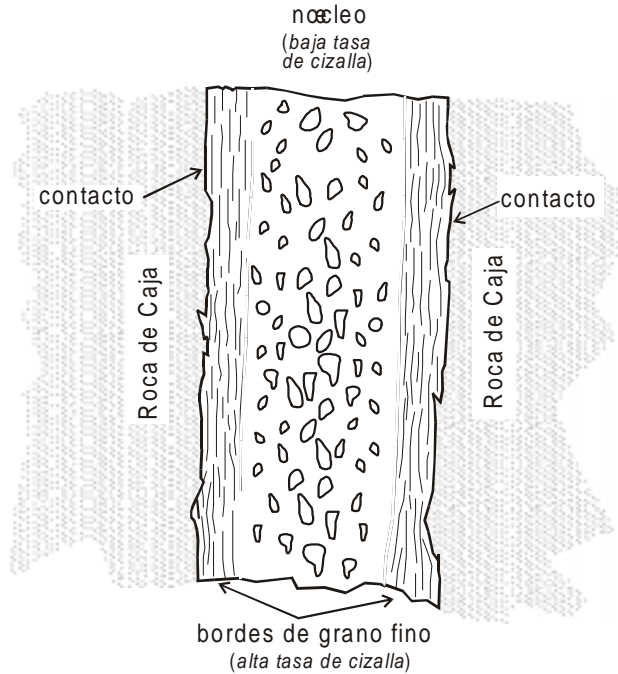


Figura 3. Esquema de las partes que componen un dique, no a escala, formado a partir de un magma con viscosidad media a alta. Los bordes de grano fino corresponden a las zonas de alta tasa de cizalla, las trazas de los planos de flujo se han representado con líneas delgadas no continuas. En el centro del dique se han representado partículas sólidas, de alrededor de 1 cm de lado, acumuladas durante el flujo. Este proceso se conoce como efecto Bagnold y consiste en la migración de las partículas desde las zonas de alta tasa de cizalla a las zonas de baja tasa de cizalla. El contacto con la roca de caja es una superficie no cohesiva que separa el dique de la roca de caja.

En algunas raras ocasiones, se observan en el borde externo del dique trozos pequeños, de pocos centímetros de longitud, provenientes de la roca de caja. Tienen formas irregulares con superficies planas y angulosas hasta astillosas, que indican fracturación frágil. La escasa presencia de trozos de la roca de caja en el interior del dique indica que durante la apertura de las fracturas la fragmentación de la roca de caja ha sido mínima. No obstante no se puede descartar que los fragmentos de roca hayan sido removidos por el magma.

El **borde de grano fino** es la parte externa del dique y la que se encuentra en el contacto con la roca de caja. Se denomina de grano fino por tener casi siempre un tamaño de grano menor que en el centro del dique. En el caso de rocas volcánicas, tanto los fenocristales como la pasta poseen menor tamaño de grano que en el centro. El contacto entre el borde de grano fino y el centro del dique es bastante neto, con una delgada faja de transición entre ambos del orden de milímetros a unos pocos centímetros. Este contacto es de tipo soldado y se diferencia del contacto del dique con la roca de caja, que está representado por una superficie caracterizada por tener baja cohesión.

El espesor del borde de grano fino varía desde unos pocos centímetros hasta alrededor de 30 cm. Con frecuencia el espesor es 10-15 cm o aun menor. En un perfil transversal al dique el borde de grano fino representa aproximadamente el 10% de la sección.

La composición del borde de grano fino es menos silícica y más ferromagnésica respecto al centro del dique. En la Tabla 1 se dan los análisis químicos respectivos de diques de la Esperanza (Rapela y Llambías, 1985), que muestran que la magnitud de la variación en la composición no es homogénea, variando de un sector a otro aun dentro del mismo dique.

Las texturas y estructuras del borde de grano fino varían de acuerdo con la viscosidad del magma. En los magmas más viscosos, como los silícicos, además de tener un tamaño de grano menor, poseen una foliación paralela al contacto, dada por: 1) la orientación y agrupamiento en planos de los fenocristales y 2) por los conjuntos de inclusiones y de cristales embrionicos inmersos en las pastas vítreas a felsíticas. Estas texturas, que marcan el flujo del magma, son fáciles de observar debido a la elevada tasa de cizalla que tienen estos diques en el contacto con la caja. En algunos casos, como p.ej. en algunos diques riolíticos, esta foliación es tan marcada que la roca se fragmenta en forma similar a una filita o pizarra. En los diques formados por magmas menos viscosos, como los basálticos, la foliación no es tan visible porque la tasa de cizalla es mucho menor.

Tabla 1. Composición química del centro y borde de dos diques de riolita de La Esperanza, Rio Negro						
	Diques riolíticos con gruesos fenocristales de feldespato potásico					
	dique 1				dique 2	
	Perfil 1		Perfil 2		borde	centro
	borde	centro	borde	centro		
SiO ₂	70,23	75,46	70,40	71,00	75,82	75,96
TiO ₂	0,44	0,20	0,39	0,44	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	13,77	12,77	13,25	12,59	11,82	12,62
Fe ₂ O ₃	1,16	0,71	1,13	0,62	0,46	0,58
FeO	2,02	1,16	2,01	1,87	0,58	0,29
MnO	0,06	0,06	0,07	0,06	0,03	0,05
MgO	1,18	0,56	1,15	0,80	0,21	0,15
CaO	1,83	1,08	2,09	1,69	0,72	0,81
Na ₂ O	3,41	2,70	3,98	3,24	4,15	3,35
K ₂ O	3,60	3,42	3,80	4,75	4,76	4,79
P ₂ O ₅	0,14	0,09	0,15	0,10	0,02	0,01
H ₂ O ⁺	1,46	1,10	1,63	2,43	1,07	0,85
H ₂ O ⁻	0,21	0,33	0,24	0,19	0,15	0,30
Total	99,51	99,64	100,29	99,98	99,87	99,81
Rb	136	180	152	230	262	304
Sr	530	335	630	265	105	40
Ba	1360	660	1535	1140	770	340
Zr	228	143	277	179	142	89

Frecuentemente el borde de grano fino se lo describe como un borde enfriado (véase Huppert y Sparks, 1989), pero se debe tener en cuenta que la pérdida de calor por conductividad es mínima si se la compara con el transporte de calor convectivo. El borde externo de grano fino del dique se corresponde con la faja de alta tasa de cizalla y los contactos casi netos con el centro del dique sugieren que hay una superficie de despegue entre ambos. Estas características indican que el borde de grano fino no es un simple borde enfriado y por lo tanto no representaría la composición más primitiva del magma en el dique. De acuerdo con Carrigan y Eichelberg (1990) el borde de grano fino podría haberse formado por un proceso de segregación viscosa durante el flujo, por el cual la porción menos viscosa, que es la menos silícica, se concentra contra los bordes del dique donde la tasa de cizalla es mayor. De acuerdo con estos autores, el borde de grano fino actuaría como lubricante, facilitando el movimiento del magma dentro de la fractura, desplazándose el centro en forma masiva, comparable a un tapón (plug).

En los planos de foliación es posible observar lineaciones que indican la dirección del movimiento del magma (Fig. 4b del Capítulo 3). Los estudios estructurales de los diques asociados a diversos enjambres radiales sugieren que en muchos casos el desplazamiento es horizontal, y que se dirige desde un centro o foco del sistema radial hacia la periferia del mismo.

Durante la etapa final de la cristalización del dique, cuando el magma se ha detenido y la transmisión de calor se transforma de convectiva en conductiva, en los bordes de grano fino se produce un reordenamiento de la textura, e incluso se pueden producir modificaciones en la composición. La magnitud de este proceso está estrechamente relacionada con la tasa de enfriamiento del dique. En los diques que se enfrían con rapidez, las texturas producidas durante el flujo se conservan en su totalidad, pero en los diques de mayor espesor, que se enfrían lentamente, se desarrollan venillas y crecimientos tardíos irregulares. Los últimos minerales en cristalizar reemplazan parcialmente a los primeros, formados durante la etapa de flujo activo, generando texturas subsólidas.

El **centro o núcleo** constituye más de las 2/3 partes del dique. Está constituido por una roca masiva con un tamaño de grano más grueso que el del borde de grano fino. En general presenta texturas de flujo menos marcadas, debido a que la tasa de cizalla en el centro del dique es menor que en el borde de grano fino, y por lo tanto no se desarrolla una textura fluidal fácilmente observable.

Las texturas que evidencian el flujo magmático pueden ser reconocidas por el alineamiento de los fenocristales o de las inclusiones. En diques silícicos relativamente delgados, las texturas de flujo se pueden reconocer por la alternancia en la pasta de bandas de distintos colores y/o de distintas microestructuras, cuyo espesor es del orden de apenas unos pocos milímetros.

Durante el flujo del magma en un dique, las partículas sólidas tienden a concentrarse en el centro del mismo. Esta distribución es un fenómeno relativamente común durante el flujo de cualquier sustancia líquida que se desplaza por un canal o un conducto. El ejemplo más popular de este proceso es el de los troncos transportados por un río, que tienden a concentrarse en el centro del mismo. También es relativamente frecuente en los diques, y los ejemplos más notables se dan en los diques que contienen partículas sólidas (xenolitos) de varios centímetros de lado (Fig. 11 del capítulo Propiedades Físicas del Magma). Thompson y McBirney (1985) y Marsh y Maxey (1985) explicaron esta redistribución sobre la base de las diferencias en las velocidades de las láminas de flujo en el interior del dique. En los bordes del dique las altas tasas de cizalla implican un fuerte gradiente de velocidad, mientras que en el centro el gradiente de velocidad disminuye considerablemente hasta ser nulo. Las partículas sólidas son empujadas desde las zonas de alta tasa de cizalla a las de baja tasa de cizalla. Este proceso se conoce como *efecto Bagnold*, y su eficiencia aumenta en forma proporcional al tamaño de las partículas y a la tasa de cizalla.

Muestreo de diques: Para muestrear un dique y obtener muestras representativas se deben tener en cuenta las diferencias composicionales entre el borde de grano fino y el centro. También se debe tener en cuenta que el borde de grano fino no necesariamente representa la composición más primitiva del magma. El muestreo de un conjunto de diques debe ser sistemático, con muestras del borde y del centro. Esto es necesario para comparar los diques entre sí. Se pueden cometer errores severos en una investigación petrológica si se compara el borde de grano fino de un dique con el centro de otro. En primer lugar, porque las comparaciones se deben efectuar entre unidades de rango similar y en segundo lugar, porque al desplazarse el borde de grano fino más lentamente que el centro, las rocas de ambas partes no necesariamente están en equilibrio. Además, también se debe considerar el efecto Bagnold, que redistribuye las partículas sólidas en el interior del dique, por lo cual se produce un intercambio dinámico de la composición, que altera la composición de los respectivos equilibrios magmáticos.

Estas variaciones composicionales, sin embargo, son favorables para un muestreo orientado para la confección de una isócrona Rb-Sr, ya que las diferentes composiciones de un mismo dique son indudablemente consanguíneas, lo cual permite expandir la relación Sr/Rb, mejorando la calidad de los resultados.

6.1.1. Diques longitudinales

Los enjambres de diques longitudinales tienen una distribución paralela coincidente con una estructura mayor. Se encuentran comúnmente en el interior de las placas continentales, en estrecha asociación con rifts, y en márgenes continentales divergentes, en particular en las dorsales oceánicas. También se los encuentran en los márgenes convergentes, donde están relacionados con los batolitos del arco magmático. Los enjambres de diques máficos de las dorsales oceánicas son los que tienen mayor desarrollo y se los puede observar en los complejos ofiolíticos.

Los enjambres de diques máficos longitudinales asociados a los márgenes divergentes de placas forman parte de la capa intermedia de la corteza oceánica (Fig. 4). Esto se debe a que se forman en las dorsales, que es donde se genera la corteza oceánica. Se los puede observar en los complejos ofiolíticos adosados tectónicamente a la corteza continental. Son verticales, paralelos al eje de la dorsal, comúnmente presentan un solo borde enfriado, debido a que la formación de las fracturas es continua (Kidd y Cann, 1974). Están asociados a las lavas basálticas en almohadilla, a las que alimentan.

El enjambre de diques máficos que se encuentra en el cratón del Río de La Plata, Uruguay, es un típico ejemplo de diques longitudinales de intraplaca asociados a extensión. La edad de su emplazamiento ha sido determinada en 1727 ± 10 Ma (Teixeira et al., 1999). Está constituido por un conjunto de diques subverticales de rumbo N 70° E, con espesores que varían entre 0,5 y 80 m. Poseen bordes enfriados y las texturas en su interior tienen un amplio rango de variación, llegando hasta microgranosas. Están compuestos por dos conjuntos de rocas: andesitas tholeíticas y andesitas basálticas. Las primeras son más ricas en TiO_2 y en elementos incompatibles respecto a las segundas (Bossi et al., 1993). Los minerales más abundantes son plagioclasa (An_{42-64}) y augita y están acompañados por pigeonita, anfíbol y biotita. Los accesorios más comunes son apatita, magnetita, ilmenita y pirita.

Los enjambres de diques longitudinales relacionados a batolitos de fajas orogénicas son también relativamente comunes, aunque no tienen un desarrollo de tanta envergadura como en los rifts intracontinentales o en las dorsales oceánicas. En general son subverticales y el rumbo es coincidente con el rumbo del batolito y con el de los plutones alargados con relaciones axiales > 1 . Sus composiciones son variables, pero comúnmente tienen características calco-

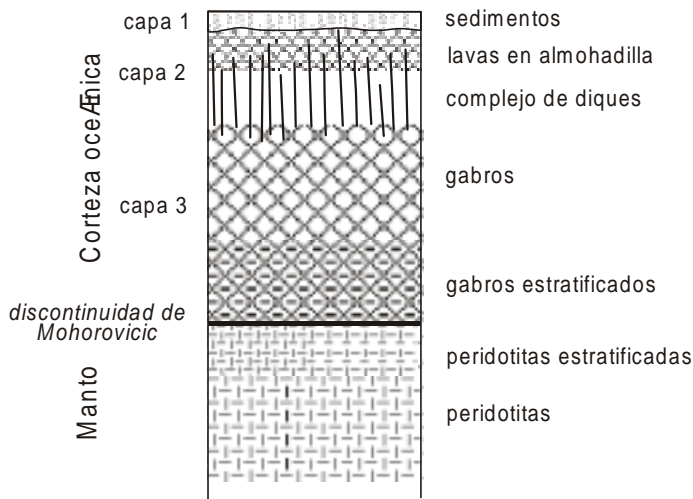


Figura 4. Perfil esquemático de la corteza oceánica y de la parte superior del manto. El enjambre de diques longitudinales constituye la capa 2 de la corteza y en parte cortan las lavas basálticas en almohadilla de la capa 1. La roca de caja de los diques son mayormente gabros.

alcalinas, acompañando la composición del batolito. En el batolito de la costa de Perú, donde predominan las composiciones tonalíticas a granodioríticas, la composición predominante de los diques es mesosilícica y están formados por microdioritas, andesitas y rocas con texturas intermedias. También hay diques longitudinales silícicos, pero se encuentran en una proporción mucho menor. Estos enjambres de diques son cortados por los complejos intrusivos centrados pertenecientes al mismo batolito, evidenciando distintos desarrollos e intensidades de los esfuerzos de dilatación regionales (Pitcher y Bussell, 1985).

En el batolito de Colangüil los diques longitudinales están relacionados a las intrusiones de los granitos (Figs. 5 y 6) que han sido referidos a la etapa post-orogénica tardía por Llambías y Sato (1995), y que representan la etapa final del emplazamiento del batolito. Las composiciones de estos diques son predominantemente silícicas. Las rocas más frecuentes son riolitas, algunas con gruesos fenocristales de hasta casi 2 cm de largo, y otras son casi afíricas. Apenas un 5% de estos diques tiene composiciones mesosilícicas y están compuestos por microdioritas, andesitas y rocas con texturas intermedias. No se han observado diques con composiciones transicionales. Si bien son contemporáneos con los diques riolíticos, aparentemente han evolucionado en forma separada, y probablemente provienen de distintas fuentes.

El factor de dilatación que tuvo lugar durante el emplazamiento de los diques se puede estimar sumando el espesor de todos los diques, en una sección transversal a su rumbo, y comparando ese espesor con el del batolito. En el segmento Lima del batolito de la Costa de Perú es de 13% (Pitcher y Bussell, 1985), mientras que en Colangüil, de acuerdo con Puigdomenech (1987) es de 2,7%.

6.1.2. Diques radiales y anulares

Los diques radiales y anulares exhiben diferentes diseños en su distribución, aunque ambos están asociados a campos de esfuerzos puntuales y normalmente están en estrecha vinculación

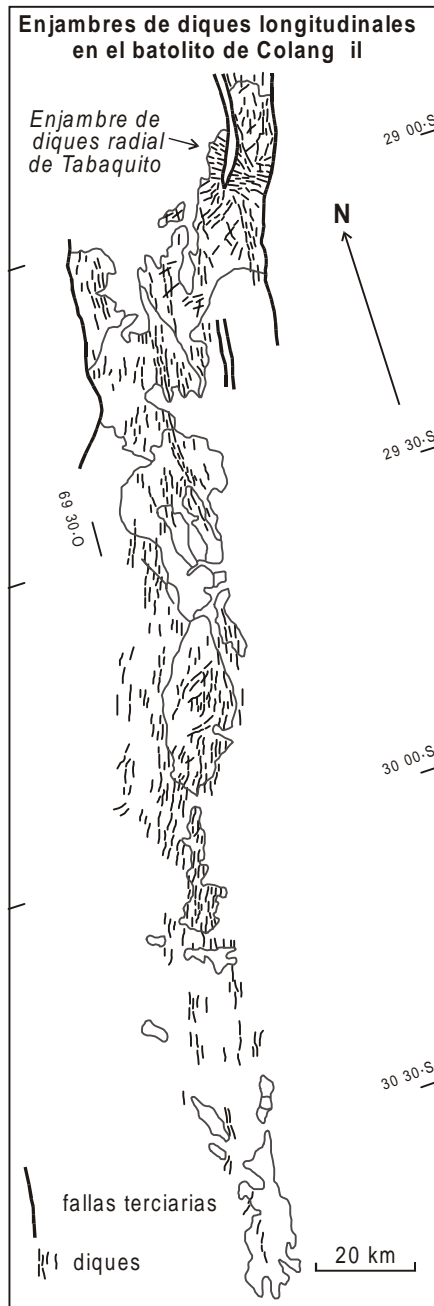


Figura 5. Mapa simplificado de los diques longitudinales del batolito de Colangüil. La mayor parte de los diques está relacionada con la intrusión de los plutones de monzogranitos, intruidos entre los 260 y 250 Ma. En el extremo norte del batolito se encuentra el sistema radial de diques de Tabaquito que es cortado por el sistema longitudinal. Los contornos vacíos representan los plutones que componen el batolito. Simplificado de Llambias y Sato (1995).

con cuerpos ígneos globosos. No siempre ambos sistemas de diques se presentan en forma conjunta, predominando unos u otros.

Los diques radiales son rectilíneos y tienen una distribución radial a partir de un centro que se denomina punto focal. Son subverticales y la distribución de los diques no siempre abarca los 360°, dependiendo de las estructuras previas de la roca de caja y de la distribución de los esfuerzos residentes en ella. El clásico y ampliamente estudiado ejemplo es el sistema radial de Spanish Peak, Colorado, USA, (Fig. 7), que abarca una área intermedia entre la de los enjambres de diques gigantes y los complejos de diques asociados a simples aparatos volcánicos o complejos intrusivos centrados. Los diques se disponen en un arco de 360° y abarcan un área de casi 1000 km². Intruyen rocas sedimentarias del Terciario inferior. El espesor promedio de los diques es de 3 a 5 m y su mayor distancia del centro focal es de 24 km (Smith, 1987). Están compuestos principalmente por traquiandesitas. Las lineaciones de flujo de las paredes de los diques indican que el magma se desplazó desde el centro hacia afuera horizontalmente, con una componente hacia arriba (Smith, 1987).

Los esfuerzos que dan origen a los sistemas radiales están relacionados con las presiones

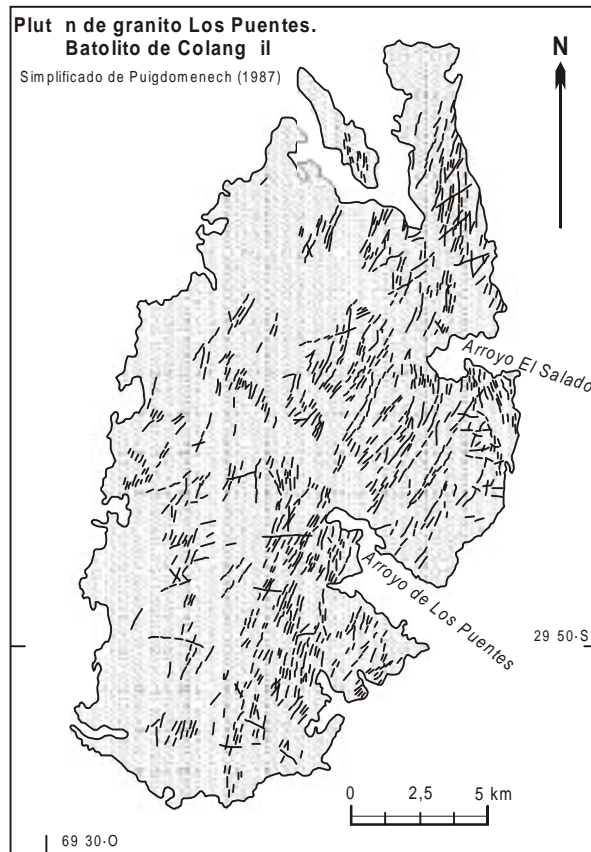


Figura 6. Diques longitudinales de composición riolítica asociados al plutón de monzogranito de Los Puentes, batolito de Colangüil, Cordillera Frontal de San Juan. Simplificado de Puigdomenech (1987). El factor de extensión, representado por la suma total del espesor de los diques en un perfil transversal al plutón es según este autor de 2,7%.

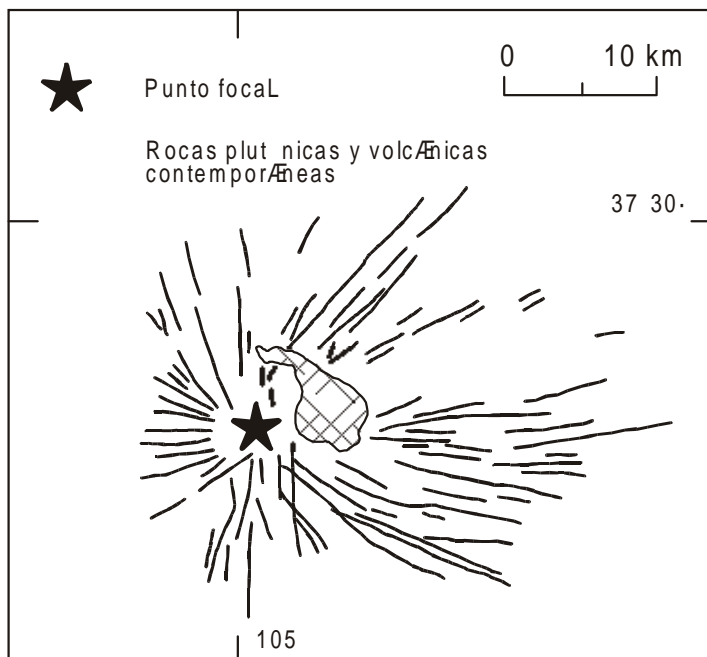


Figura 7. Sistema radial de diques de Spanish Peak, Colorado, USA, redibujado de Smith (1987). La estrella señala el punto focal de los diques.

magmáticas de las intrusiones centrales, combinadas con un campo de esfuerzos regional, como es el caso de Spanish Peak (Pollard, 1987). Los diques radiales corresponden a la trayectoria de los esfuerzos principales máximos. Su desarrollo depende del radio de la cámara magmática, de la presión magmática y del campo de esfuerzos regional (Koenig y Pollard, 1998). Los esfuerzos que posibilitan la formación de los diques radiales son los mismos que los que originan los diques anulares, por lo cual las consideraciones acerca de su formación son similares. Sin embargo, no es común encontrar ambos tipos de diques en forma conjunta en la naturaleza.

En algunos sistemas de diques radiales su distribución abarca solamente una porción del círculo. En el caso del sistema radial de Tabaquito, en el batolito de Colangüil, los diques abarcan un cono de solamente 60° . Son verticales, el espesor varía entre 1 y 10 m y cubren una superficie de 70 km^2 (Fig. 8). Están compuestos por andesitas cuarcíferas, dacitas y en menor proporción riolitas.

En el complejo Volcánico Farallón Negro (Fig. 9), en la provincia de Catamarca, se han determinado varios sistemas de diques (Llambías, 1970, 1972). El más denso de ellos está constituido por diques de 1 a 2 m de espesor de andesitas basálticas, con un rumbo predominante NW-SE bastante constante. Este sistema difícilmente es del tipo longitudinal puro, debido a que se encuentra en el interior de un aparato volcánico. Pueden ser del tipo radial, pero no se ha podido determinar el punto focal y el ángulo de divergencia es muy pequeño, si acaso se puede observar. Sasso (1998) postula para el distrito volcánico un campo de esfuerzos asociado a un régimen transtensivo relacionado con fallas de rumbo dextrales NE-SE. En Farallón Negro

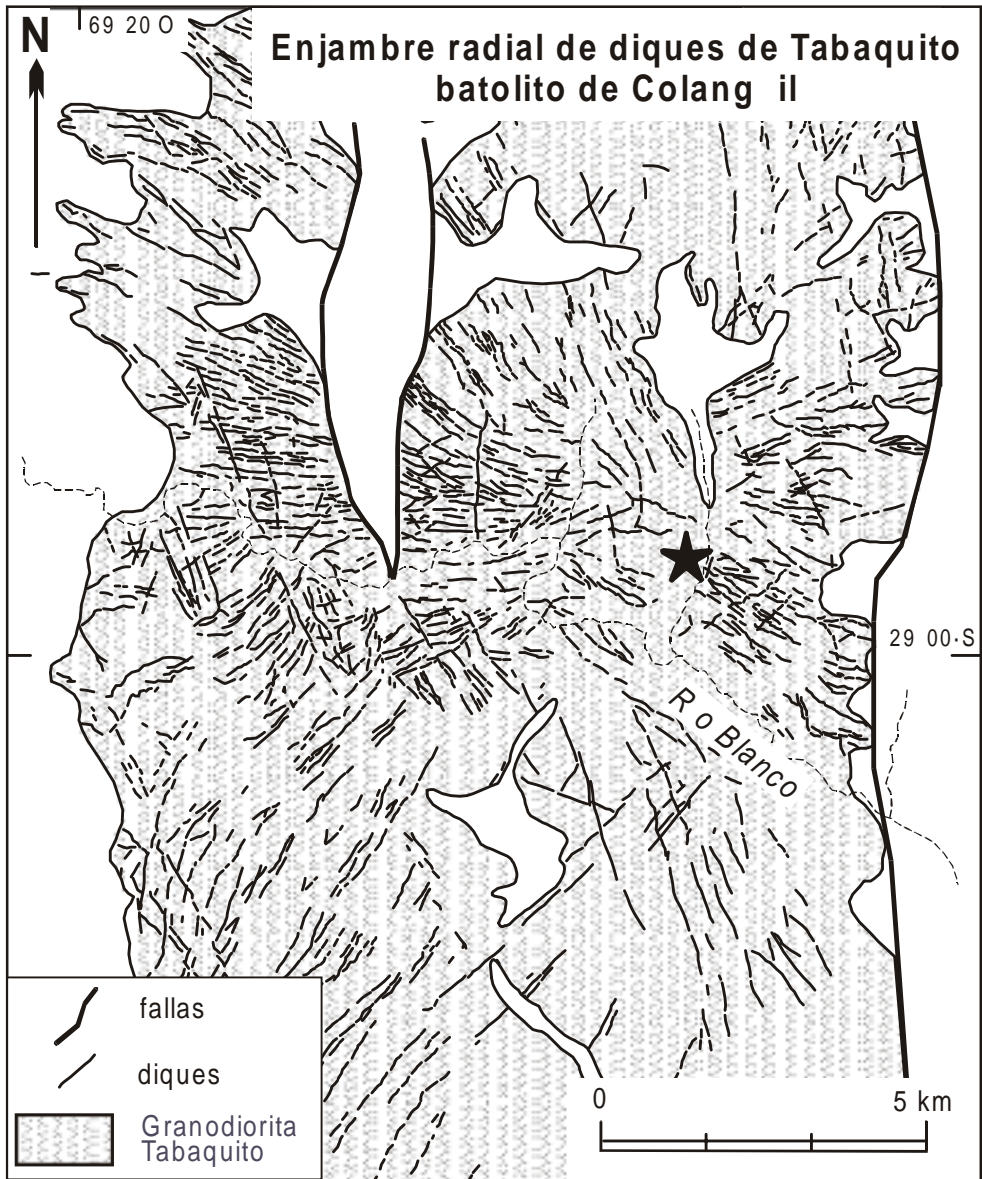


Figura 8. Enjambre de diques con diseño radial en el plutón de Tabaquito, batolito de Colangüil, según Llambias y Sato (1995). La composición de los diques varía de andesítica a dacítica, con escasa proporción de riolitas. Los sectores en blanco del dibujo corresponden a la cubierta post-batolítica. La estrella representa el punto focal del sistema radial, cuyo máximo desarrollo se da en un arco de 60°. Los diques riolíticos longitudinales de rumbo NNO-SSE cortan al sistema radial.

otros sistemas de diques, de menor densidad, son radiales respecto a los cuerpos intrusivos de mayor tamaño como son el de monzonita de Alto de La Blenda, el de pórfido granodiorítico de El Durazno y el de andesita de Agua Tapada (Fig. 9). No se han observado diques anulares asociados a estos sistemas radiales. Los intrusivos que constituyen la unidad Andesita de La

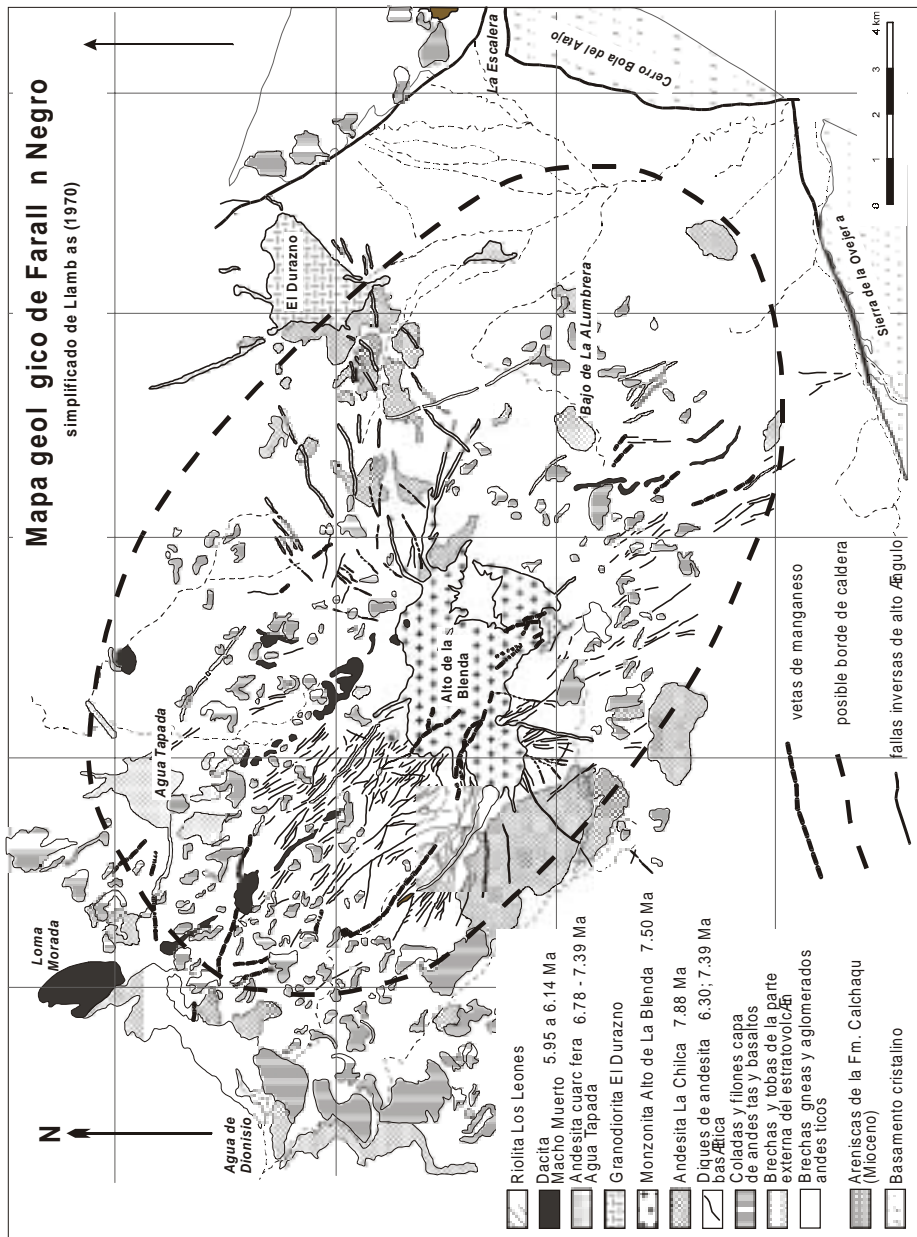


Figura 9. Mapa simplificado de Farallón Negro, provincia de Catamarca. El enjambre de diques NNO-SSE es de tipo longitudinal. Los diques son de andesitas y andesitas basálticas. Diques radiales se encuentran relacionados con el plutón de monzonita de Alto de La Blenda y el cuerpos subvolcánico de dacita de Agua Tapada. Los domos subvolcánicos que constituyen la unidad Andesitas de La Chilca están alineados a lo largo de la fractura anular que delimita la caldera, según Llambías (1970 y 1972). Ocupan el lugar de diques anulares, que no se pudieron desarrollar debido a la elevada viscosidad del magma.

Chilca tienen una distribución anular, que ha sido interpretada como una fractura que delimita una caldera (Llambías, 1972).

Los diques anulares tienen un recorrido curvilíneo, con diseño anular. Se encuentran estrechamente asociados a cuerpos ígneos y en aquellos casos que estos no están aflorando, los diques anulares son indicadores de su presencia en profundidad. Los casos más destacados de diques anulares se encuentran en los complejos plutónicos centrados, ya sea con composiciones máficas, o silícicas. Estos complejos centrados son frecuentes en intraplaca, pero también se los encuentran en fajas orogénicas. En el batolito de la Costa de Perú donde los innumerables plutones que lo componen se intruyeron en diferentes pulsos magmáticos, los complejos centrados están siempre relacionados a la fase final de cada uno de esos pulsos.

Los diques anulares asociados a intrusiones centradas, compuestas por cuerpos plutónicos de secciones circulares, tienen espesores variables, alcanzando hasta 1 km. Las rocas que los integran poseen texturas variables, desde volcánicas hasta granulares, típicas de rocas plutónicas. En el batolito de la Costa de Perú se han descrito diques anulares con espesores de 1 km, compuestos por granitos, microgranitos y granodioritas (Fig.10). El plutón central al cual están relacionados es de granodiorita (Bussell et al., 1976). En este caso los diques anulares están asociados a plutones circulares que se intruyeron durante la fase final de un pulso magmático.

En los batolitos post-orogénicos de Las Chacras, San Luis, y Alpa Corral, Córdoba (Fig. 5, Capítulo 8), constituidos mayormente por monzogranitos, los diques anulares están asociados a los plutones de mayor tamaño. Los diques y están compuestos por aplitas, microgranitos y raramente por pegmatitas. Los espesores son del orden de 1 a 2 metros o menores (Brogioli, 1991; Pinotti et al. 1996).

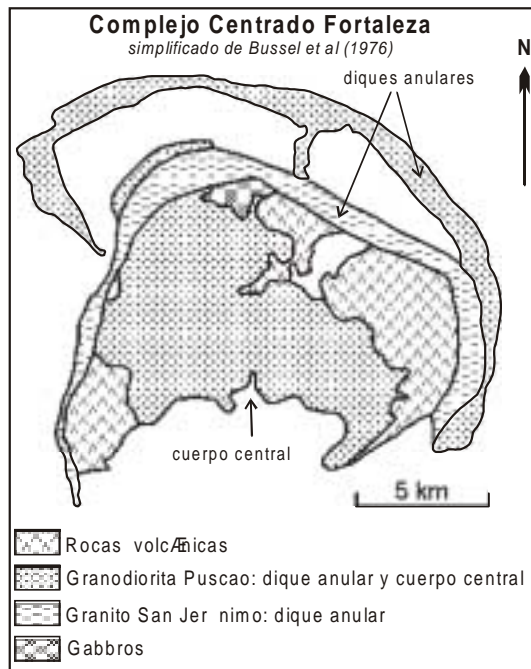


Figura 10. Complejo centrado de Fortaleza, batolito de la Costa de Perú, simplificado de Bussell et al. (1976). Los diques anulares están compuestos por monzogranitos y granodioritas de grano fino. El cuerpo central es de granodiorita, similar al dique anular.

En los complejos ígneos de intraplaca los diques anulares están estrechamente relacionados con cada periodo de intrusión. Cada plutón tiene su propio sistema de diques anulares y esta es una característica que diferencia a estos batolitos anorogénicos de los orogénicos. En estos sistemas, los diques radiales están ausentes o son raros.

Los diques anulares también están asociados a los complejos volcánicos y en muchos casos señalan los bordes de las calderas. Los espesores son del orden de unos pocos metros a decenas de metros, y las texturas predominantes son porfíricas, con pastas finas a afaníticas. En aquellos casos en que la viscosidad del magma es suficientemente alta como para dificultar el escurrimiento del magma a través de la fractura anular, se forman a lo largo de ella cuerpos subvolcánicos globosos que se distribuyen en forma de rosario.

En los complejos volcánicos escasamente erosionados los diques anulares permiten inferir la presencia de cuerpos plutónicos en profundidad. El radio de curvatura de los diques y el área que abarcan indican el tamaño del cuerpo.

6.2. Enjambres de diques gigantes

Los enjambres de diques gigantes son concentraciones de diques, en su mayoría máficos, con longitudes de más de 300 km y se emplazaron en un único periodo de actividad ígnea de corta duración, de unos pocos millones de años (Ernst et al., 1995). Frecuentemente tienen un diseño radial. Comúnmente abarcan extensiones de más de 1×10^6 km², y por la gran amplitud de su extensión, son comparables a las dimensiones de los más grandes plateau basálticos (Ernst et al., 1995).

Las características más sobresalientes, según Ernst et al. (1995), son las siguientes: 1) el sistema radial converge en un centro, denominado punto focal; 2) presencia de rocas plutónicas y volcánicas, de composición similar a la de los diques, en la parte central del sistema radial; 3) abovedamiento de la topografía en la región central; 4) flujo horizontal del magma a través de las fracturas, con excepción de la parte central del sistema, que tiende a tener una componente vertical significativa.

Son numerosos los ejemplos de enjambres de diques gigantes y su emplazamiento ha tenido lugar durante diversas épocas, que abarcan desde el Precámbrico hasta el Cenozoico.

El enjambre de diques radiales, denominado Mackenzie, al noroeste de la bahía de Hudson, Canadá (Fig. 11), es uno de los campos de diques más extenso de la Tierra. Se extiende a lo largo de 2000 km y abarca una superficie de $2,7 \times 10^6$ km², que es similar a la del plateau basáltico de Paraná-Etendeka. Localmente los diques están asociados a extensas coladas basáltica y a cuerpos intrusivos laminares, como filones capa, compuestas por complejos máficos y ultramáficos estratificados de similar edad. La distribución de los diques está constreñida a un arco de 100° de ángulo. El espesor promedio de los diques es de 30 m. La edad es de 1272 Ma y el hecho más notable es que su desarrollo completo fue muy rápido, del orden de apenas 5 Ma (LeCheminant y Heaman, 1989), otra característica que es comparable con la de algunos plateau basálticos. La composición predominante es la de un basalto tholeítico cuarzo normativo, pero localmente se encuentran algunos diques con olivina normativa.

Otro destacado ejemplo es el enjambre de diques de edad Terciario inferior, 54-57 Ma (Coffin y Eldholm, 1994), del noroeste de Escocia y norte de Irlanda. Abarca una extensión de 430 km en un área de 20.000 km² (Speight et al., 1982; Mac Donald et al., 1988) y forman parte de una gigantesca provincia volcánica denominada Provincia Volcánica de Atlántico Norte, que alcanza hasta Groenlandia. El espesor promedio de los diques es de 2 a 4 m con máximos de hasta 40 m. La composición es principalmente basáltica y los diques están asociados a cuerpos

intrusivos y coladas de similar composición.

El ambiente tectónico al cual están relacionados los enjambres de diques gigantes es variado, pero en general se encuentran en el interior de las placas continentales. Muchos de ellos han sido desmembrados durante la disgregación del continente de Gondwana. Los sistemas radiales gigantes han sido atribuidos indistintamente al domamiento producido por el ascenso de una pluma térmica o a la intrusión de cuerpos magmáticos (Ernst et al., 1995; Ernst y Buchan, 1997; Koenig y Pollard, 1998). Las plumas tendrían sus raíces en el manto inferior, probablemente cerca de la interfase manto-núcleo (Allègre, 1997). Yale y Carpenter (1998) han sugerido que los enjambres de diques radiales tienen una distribución temporal con cierta periodicidad, que se corresponde con la formación de los supercontinentes, que favorecen el aislamiento térmico. Esta hipótesis se fundamenta en el hecho que algunos enjambres de diques radiales gigantes están separados por cortezas oceánicas indicando que han sido desmembrados conjuntamente con los continentes. Así por ejemplo, el enjambre del Atlántico central, está esparcido en el sudeste de USA, en la costa oriental sahariana de África y en el norte de Sudamérica. El centro focal se encontraría en el océano Atlántico (Oliveira et al. 1990), por lo cual se le atribuye una estrecha relación con la apertura del océano Atlántico.

Enjambres de diques radiales se han descrito en otros planetas, como p. ej. en Venus, don-



Figura 11 Complejo gigante de diques radiales de Mackenzie, en los territorios del noreste de Canadá. Están compuestos mayormente por rocas máficas. La estrella marca el punto focal del sistema. El doble rayado oblicuo indica la cubierta Fanerozoica que cubre a los diques. Redibujado de Ernst et al. (1995).

de la remodelación de la superficie permanece inactiva desde hace unos 500 Ma y por esta razón se desestima durante este lapso el desarrollo de una tectónica de placas comparable con la de la Tierra.

6.3. Filones capa

Los filones capa son cuerpos ígneos laminares, que en su mayor parte son concordantes con la estratificación, aunque localmente tienen tramos discordantes (Fig. 12). Comúnmente son subhorizontales y están alojados en rocas sedimentarias. El techo y el piso están constituidos por superficies planas, paralelas entre sí, conformando en la mayoría de los casos cuerpos tabulares. Los filones capa se encuentran generalmente formando enjambres y están estrechamente asociados a cuencas sedimentarias. Es frecuente que varios filones capa se conectan entre sí a través de delgados diques o se anastomosan formando filones capa más gruesos. El espesor de cada filón capa es variable, desde unas pocas decenas de centímetros hasta varios metros. Espesores de 50-150 m, o aun más, son frecuentes en las rocas máficas. Lateralmente también alcanzan grandes dimensiones, abarcando hasta varias decenas de kilómetros (Francis, 1982; 1983). En numerosas regiones los filones capa están estrechamente asociados a lacolitos, pasando transicionalmente de unos a otros.

En secuencias sedimentarias, los filones capa se pueden confundir con coladas debido a las formas laminares de ambos cuerpos. La distinción entre ambos es de gran importancia porque permite asignar una edad relativa a la actividad ígnea, ya que una colada es contemporánea con la sedimentación y un filón capa es posterior a ella. Algunas de las características que se invocan para diferenciarlos, como ser bordes de enfriamiento en base y techo, escasa vesiculación, y menor grado de oxidación, no siempre se encuentran presentes. Además, algunas coladas también presentan estas características, por lo cual estos indicios no son totalmente decisivos. Las características más confiables para diferenciar un filón capa de una colada son: 1) los diques, discordantes, que conectan un filón capa con otro y 2) la convergencia de dos filones capa en uno solo. Las coladas se pueden identificar si tienen: 1) texturas escoriáceas, altamente vesiculosas; 2) el techo parcialmente erodado y 3) paleosuelos en su parte superior.

Las composiciones de los filones capa más frecuentes son las básicas e intermedias. Los campos de filones capa de diabasas (= doleritas) son los que alcanzan las mayores dimensiones y también son los que han sido estudiados con mayor detalle. Son clásicos los enjambres de filones capa de diabasas jurásicas de la cuenca de Karroo, en Sudáfrica; los de Pensilvania y Nueva Jersey, USA, de edad Triásica, donde se encuentra el filón capa de Palisades, en las cercanías de Nueva York, que ha sido intensivamente estudiado (Walker, 1969); los de Tasmania, etc. Filones capa de diabasa en Argentina han sido descritos por Fernández Gianotti (1969), en la provincia de Chubut. Filones capa con composiciones algo más silícicas han sido descritos en la cuenca neuquina del norte de Neuquén y del sur de Mendoza, aflorando en forma muy destacable en la faja plegada del Agrio entre Collipilli y Chos Malal. Están compuestos por andesitas, pórfidos andesíticos y pórfidos microdioríticos, variando el tamaño de grano de las texturas de acuerdo con el espesor de cada filón capa. La edad es Eocena (Llambías y Rapela, 1984) y constituyen un provincia subvolcánica de amplia distribución.

El filón capa de Palisades se encuentra entre los que han sido estudiados con mayor detalle. Es subhorizontal, tiene un espesor de hasta 300 m y sus afloramiento se extienden a lo largo de 75 km. La edad es Triásico superior y se intruyó en areniscas subhorizontales. Posee bordes enfriados en el techo y en la base, siendo el de la base mucho más notorio que el del techo, pues tiene un desarrollo de hasta 9 m de espesor. El filón capa está compuesto por una diabasa



Figura 12. Filones capa de andesita emplazados en la sedimentitas pelíticas de la Fm. Vaca Muerta, cerro Pelán, al sur del volcán Domuyo, Neuquén. El filón capa que corona el cerro, de 30 m de espesor, se interdigita entre las sedimentitas separándose en dos unidades, cuyos espesores son 15 m y 6 m. Esta interdigitación es propia de los filones capa y permite diferenciarlos de las coladas.

(dolerita) con textura granular a ofítica. Contiene en su parte inferior una capa cumulática rica en olivina de hasta 6 m de espesor, a partir de la cual el filón capa pasa a un gabro que gradualmente se enriquece en hierro, con composiciones equivalentes a ferrogabros. En el tercio superior aparece en forma intersticial un agregado granofirico de cuarzo y feldespato potásico. Precisamente, debido a estas características el filón capa de Palisades ha sido uno de los ejemplos clásicos invocados para explicar los procesos de fraccionamiento magmático.

El filón capa de Múseka se encuentra al sudoeste de Sarmiento, poco al norte del codo del río Senguerr, provincia de Chubut. Tiene un espesor de 75 m y aflora a lo largo de una extensión de 2 km. Está emplazado en tobas y areniscas tobáceas del Grupo Chubut, siendo la relación con el piso concordante. El techo está parcialmente erodado y en los relictos que quedan se observa que el techo es discordantes (Fernández Giannotti, 1969). Está constituido por una diabasa olivínica, con textura ofítica, con escasas variaciones entre la base y el techo. No se ha reconocido ningún tipo de diferenciación magmática. La pobre variación litológica sugiere que los procesos de diferenciación magmática in situ tuvieron escaso desarrollo, probablemente porque el espesor no fue suficiente para ello.

Como ocurre en la mayoría de los cuerpos ígneos laminares, las aureolas de contacto tienen un incipiente desarrollo o no existen. Esto se explica porque la transmisión del calor por conductividad hacia la caja ha sido muy poco eficiente. A partir del momento que el magma se detiene, la transmisión térmica pasa a ser exclusivamente conductiva, pero la masa magmática es tan pequeña, que el calor cedido a la caja también es pequeño y por lo tanto se disipa rápidamente. En consecuencia, no se forman hornfels, porque las reacciones metamórficas son tan

lentas que los nuevos cristales no tienen tiempo de crecer.

La transición entre los filones capa y los lacolitos depende de pequeñas variaciones en la viscosidad del magma. Los magmas con viscosidades relativamente más altas tienden a formar lacolitos en lugar de filones capa. Estas variaciones pueden observarse en una misma provincia magmática, donde pequeñas diferencias en la temperatura y/o en el grado de cristalización inducen cambios en la viscosidad que condicionan la formación de un filón capa o de un lacolito.

Una de las propiedades más importantes que favorece la formación de los filones capa es la baja viscosidad del magma, propiedad que le permite escurrirse fácilmente a través de los planos de estratificación de las unidades sedimentarias. La baja viscosidad es una característica propia de los fundidos con composiciones máficas e intermedias y por este motivo los filones capa con estas composiciones son los más abundantes. Las rocas silíceas debido a la elevada viscosidad de sus fundidos raramente forman filones capa, ya que tienen enormes dificultades para escurrirse entre los estratos. Además, la elevada viscosidad favorece el desarrollo de esfuerzos magmáticos propios, promoviendo el domamiento del techo y por lo tanto la formación de lacolitos.

La formación de filones capas también se favorece cuando la densidad del magma se iguala con la de las rocas del entorno. En estos casos la capacidad boyante del magma tiende a cero, y por lo tanto el magma fluye horizontalmente. Esto puede ocurrir en las cuencas sedimentarias poco diagenizadas, cuyas rocas tienen densidades relativamente bajas.



Lámina 1. Dique de composición microdiorítica con diseño en echelon. La roca de caja pertenece al Granito Los Puentes, batolito de Colangüil.

CAPÍTULO 7

Lacolitos

Los lacolitos son cuerpos ígneos emplazados en rocas estratificadas cuyas relaciones de contacto son, en su mayor parte, concordantes. Generalmente el piso es plano, mientras que el techo es convexo hacia arriba, conjuntamente con las capas de la roca de caja que acompañan su convexidad. En planta tienen secciones groseramente circulares o en forma de lengua. Se emplazan preferentemente en los niveles superiores de la corteza, ya sea en rocas sedimentarias o volcánicas. En numerosos casos los lacolitos forman parte del aparato volcánico, intercalándose entre los bancos extrusivos. La denominación de lacolito se popularizó a partir del trabajo de Gilbert (1877, Fig. 1), quien fue el que describió en detalle y resumió las características más destacables de estos cuerpos. Las secciones exhibidas por este autor fueron consideradas como el paradigma de un lacolito. Otros cuerpos ígneos con formas y relaciones con la caja similares a los lacolitos son los facolitos y los lopolitos, que se describirán más adelante.

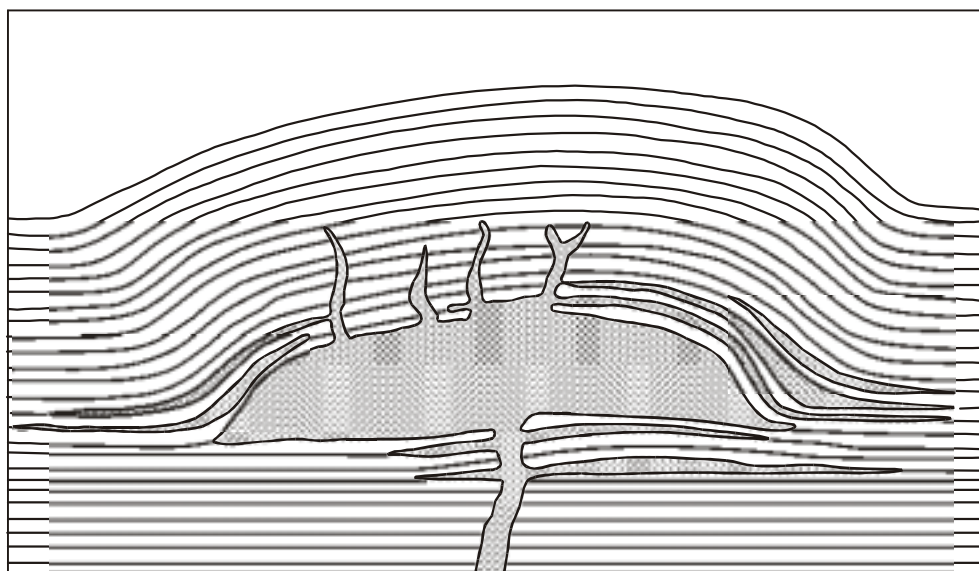


Figura 1. Lacolito tal cual fue dibujado y descrito por Gilbert (1887).

El magma que alimenta un lacolito asciende a través de un conducto o canal alimentador. Al llegar a un cierto nivel de la corteza interrumpe su ascenso vertical y comienza a escurrirse lateralmente. En este aspecto, los lacolitos son similares a los filones capa. Pero se diferencian de ellos por la presión que ejerce el magma sobre la roca de caja, que se traduce en una forma con tendencia a ser globosa. En la Fig. 2 se muestran en forma idealizada los esfuerzos que se desarrollan en el entorno de un lacolito durante su intrusión (Kerr y Pollard, 1998). Para que el lacolito pueda crecer, los esfuerzos magmáticos deben superar a la carga y flexionar hacia arriba las capas de la roca de caja.

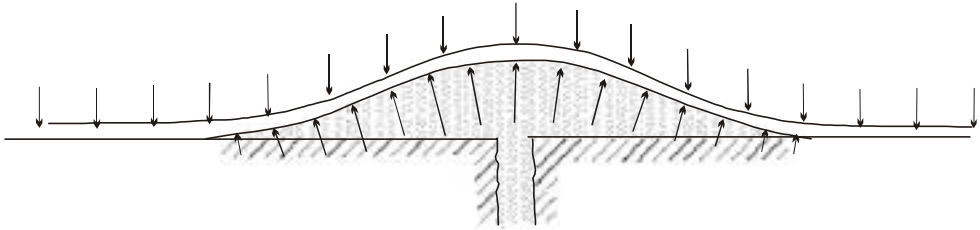


Figura 2. Distribución de esfuerzos durante el emplazamiento de un lacolito en capas sedimentarias, según Kerr y Pollard (1998). La longitud de las flechas indica en forma relativa la magnitud de los esfuerzos. Las flechas hacia abajo corresponden al peso de las capas sedimentarias que están por encima del lacolito y las flechas hacia arriba corresponden a los esfuerzos magmáticos desarrollados durante el emplazamiento.

Los lacolitos pueden confundirse con pequeños plutones porque en muchos casos las formas de las secciones en planta de ambos son similares. La principal diferencia consiste en que los lacolitos tienen un escaso desarrollo vertical, mientras que por el contrario, los plutones poseen un gran desarrollo en profundidad. Un lacolito puede ser identificado con precisión cuando se puede reconocer el piso. En los casos que el piso no se encuentra expuesto, se lo puede identificar, en forma indirecta, al considerar el conjunto de cuerpos ígneos a los cuales está asociado. Si predominan filones capa y/o lacolitos de menores dimensiones es altamente probable que el cuerpo en cuestión sea un lacolito. Otra de las características distintivas de los lacolitos es el domamiento de las capas por encima del techo, y que es causado por la intrusión del cuerpo.

Con cierta frecuencia en el interior de los lacolitos se conservan tabiques de la roca de caja, los cuales mantienen el mismo rumbo e inclinación que afuera del lacolito. Un hermoso ejemplo de estos tabiques se encuentra en el lacolito dacítico del Cerro Blanco de Zonda (Fig. 3 y Lámina 1), intruido en las areniscas rojas continentales del Mioceno (Leveratto, 1968). Este lacolito forma parte del centro volcánico de Ullum, pero se encuentra en una porción externa del mismo. Por esta razón se emplazó en las citadas areniscas, que conforman el entorno de dicho centro volcánico. En este mismo distrito, otros lacolitos se emplazan en las rocas pertenecientes al mismo volcán.

En un distrito ígneo es frecuente encontrar la asociación de lacolitos con filones capa y/o con cuerpos transicionales entre ambos. Por este motivo es importante poder distinguir entre unos y otros. Los criterios que han empleado algunos autores para distinguir lacolitos de filones capa se basan en : 1) el espesor, 2) el tamaño del cuerpo y 3) la forma del techo. Billings (1972) separó a los lacolitos de los filones capa por la relación del diámetro respecto al espesor. Según este autor si la relación es < 10 el cuerpo es un lacolito y si es mayor es un filón capa. De acuerdo con Corry (1988) los lacolitos tienen espesores mayores a 30 m, mientras que en los

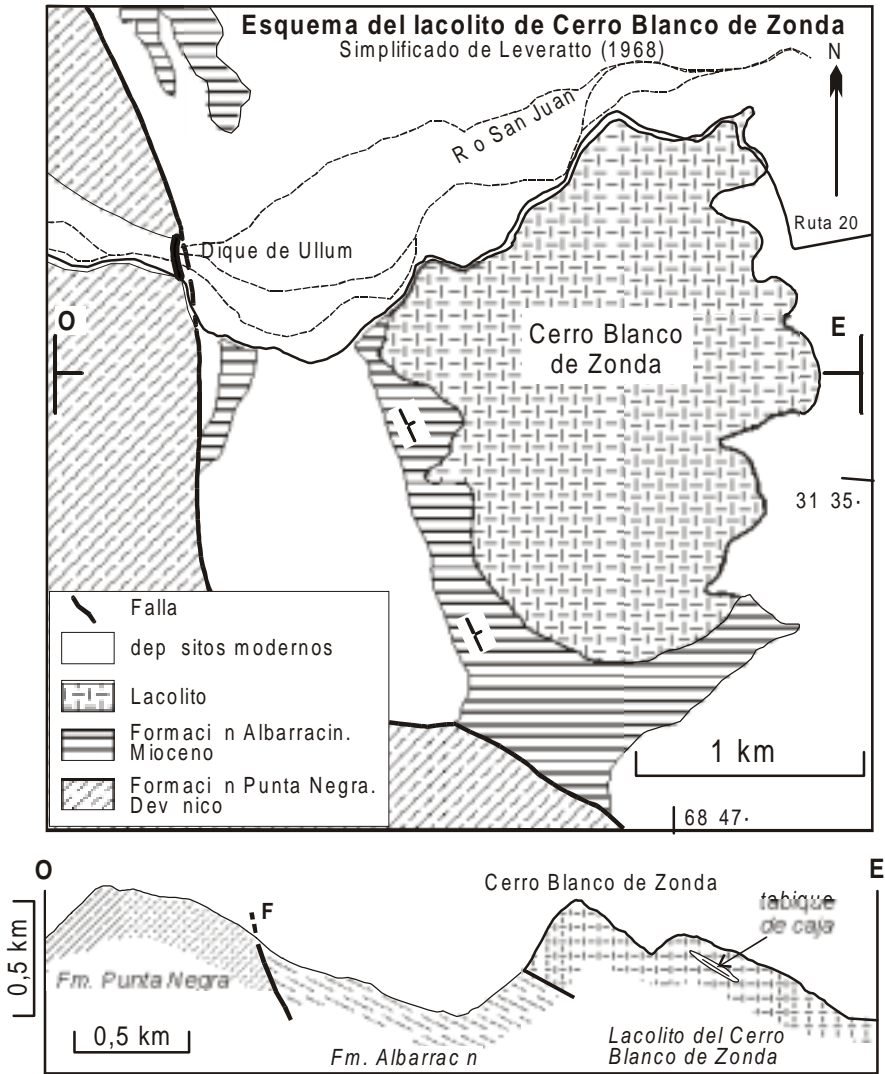


Figura 3. Lacolito dacítico del Cerro Blanco de Zonda, según Leveratto (1968). Está emplazado en areniscas rojas del Mioceno. La base está bien expuesta en la ruta 20. El techo está erosionado, pero el cuerpo contiene grandes bloques de las sedimentitas de la caja que conservan el rumbo e inclinación de los bancos. La Lámina 1 es una fotografía de este lacolito tomada de norte a sur.

filones capa es menor a 10 m. A los cuerpos con espesores intermedios comprendidos entre 10 y 30 m los llamó *protolacolitos*. Otra forma de distinguir a los lacolitos de los filones capa ha sido postulada por Jackson y Pollard (1988) y se basa en el diámetro del cuerpo. Cuando este es mayor que 6 km se puede considerar que es un lacolito.

Sin embargo, y a pesar de las características distintivas expuestas por los autores mencionados, uno de los elementos característicos para la determinación de un lacolito es la convexidad



Lámina 1. Lacolito dacítico de Ullum, Zonda, provincia de San Juan. Fotografía tomada de norte a sur. A la derecha y centro de la fotografía está expuesto el piso, que inclina unos 18° hacia la izquierda. El piso está constituido por areniscas rojas del Mioceno.

del techo, que debe estar acompañada por las capas de la roca de caja. La convexidad se produce por el abovedamiento de la caja que se deforma anelásticamente debido a los esfuerzos desarrollados por el magma durante la intrusión. La presencia de roof-pendants en la parte superior del cuerpo con estructuras concordantes con las de la caja, además de los tabiques ya mencionados, es también otro indicio para determinar la presencia de un lacolito.

Las texturas de las rocas de los lacolitos son variables y comprenden desde granulares – propias de las rocas plutónicas – y porfíricas con pastas microgranulares hasta afáníticas y, más raramente, vítreas. Entre estos dos extremos se encuentra una extensa variedad de texturas intermedias. Como es sabido, la textura depende de la velocidad del enfriamiento, que regula el nucleamiento y el crecimiento de los cristales. La disipación térmica en un cuerpo depende mayormente de su volumen y de la profundidad del emplazamiento, por lo cual los lacolitos de mayor volumen y/o más profundos exhiben texturas granulares. Por este motivo se pueden llegar a encontrar en un mismo distrito ígneo lacolitos con diversas estructuras, aún en aquellos casos en los cuales la composición sea la misma. En el distrito de Collipilli, provincia del Neuquén, los lacolitos varían desde andesíticos hasta microdioríticos (Llambías y Malvicini, 1978), con texturas que varían desde porfíricas hasta granulares. Lo mismo sucede al sur de Domuyo, Neuquén, donde los lacolitos son mayormente dioríticos (Llambías et al., 1979), aunque los de menor tamaño son de pórfidos dioríticos y pórfidos andesíticos. Muchos de ellos pasan en

transición a delgados filones capa andesíticos, con texturas porfíricas y pastas afaníticas.

El desarrollo de las aureolas de contacto y de la formación de hornfels de los lacolitos depende del volumen de los cuerpos. En los lacolitos con texturas volcánicas, que indican un rápido enfriamiento, las aureolas no se traducen en la formación de hornfels, provocando solamente cambios de color en la roca de caja. En la mayoría de los casos, este cambio se debe a la oxidación del hierro, como por ejemplo ocurre en el piso del lacolito del Cerro Blanco de Zonda, expuesto en la ruta 20, que va de San Juan a Calingasta (Leveratto, 1968).

Corry (1988) ha clasificado a los lacolitos en árbol de Navidad (Christmas tree laccoliths) y en punzantes (punch laccoliths). Estos últimos son equivalentes a los denominados bismalitos por Iddings (1898). Los lacolitos en árbol de Navidad son los más frecuentes y los más fáciles de reconocer. Están caracterizados por un conjunto de lacolitos superpuestos, con sus techos convexos hacia arriba y conectados por diques (Fig. 4) que representan los canales alimentadores. Los lacolitos punzantes o bismalitos son cuerpos aislados, con techos planos y con fracturas a ambos lados que los limitan. Son menos comunes que los anteriores y son difíciles de diferenciar de los pequeños plutones emplazados por stoping en los niveles superficiales de la corteza, por lo cual no han tenido una aceptación universal.

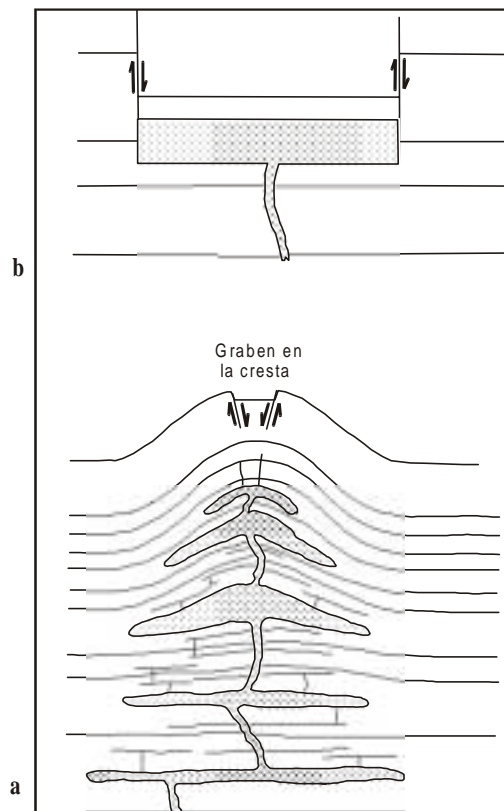


Figura 4. Clases de lacolitos, según Corry (1988). **a:** lacolito perforante; **b:** lacolito tipo árbol de Navidad. Las líneas delgadas horizontales representan bancos de rocas sedimentarias, las cuales en el lacolito árbol de Navidad están flexionadas hacia arriba debido a los esfuerzos desarrollados por el magma durante el emplazamiento.

Ejemplos de lacolitos árbol de Navidad en nuestro país son los conjuntos de lacolitos de los cerros El Diablo y Caicayen, en el distrito de Collipilli. En cada una de estas localidades se reconocen varios lacolitos superpuestos con composiciones diorítico-andesíticas, y de 30 a 60 m de espesor. Debido a estas características estos dos cerros se destacan claramente del paisaje circundante por su mayor altura. Otro ejemplo de lacolito tipo árbol de Navidad es el del cerro Bayo de la Sierra Negra, en el centro-norte de Neuquén (González y Aragón, 2000). El lacolito principal, mayormente andesítico, está asociado a filones capa laterales, de composición basáltico-andesítica, y a un enjambre póstumo de diques radiales de composición dacítica (Fig. 5).

Los enjambres de filones capa y lacolitos en general se encuentran en cuencas sedimentarias cuyas rocas tenían una densidad relativamente baja al momento del emplazamiento, debido a una incipiente diagenización. Un notable ejemplo de esta relación es el enjambre del filones capa y lacolitos eocenos del distrito de Collipilli, Neuquén, que se encuentran emplazados en la zona de la faja plegada del Agrio. Las sedimentitas que los contienen pertenecen a las unidades que se suceden desde la Fm. Tordillo hasta la Fm. Rayoso. En la localidad de Collipilli la mayor parte de los filones capa se encuentran en la Fm. Agrio, mientras que los lacolitos se emplazaron a lo largo del contacto entre las formaciones Agrio y Rayoso, porque aprovecharon los espacios dejados por el escurrimiento de las evaporitas de la Fm. Huitrín durante su plegamiento (Lambías y Malvicini, 1978).

También los lacolitos se emplazan con frecuencia en unidades volcánicas. Su intrusión se produce, entre los bancos originados por los episodios eruptivos que construyeron el aparato volcánico. El cuerpo riolítico de la cuesta de los Terneros, que se encuentra ubicado a pocos metros al suroeste de la ruta nacional 144 que une San Rafael con Malargüe, Mendoza, es un ejemplo de un lacolito emplazado en el interior de un aparato volcánico. Tanto las rocas de su base, que es plana, como las de su techo, que está casi totalmente erodado, están constituidas por bancos de ignimbritas riolíticas. Delgados tabiques de estas rocas se encuentran en el interior del lacolito y conservan su disposición original, sin que hayan sido desplazados ni rotados.

En unos pocos casos los lacolitos han sido relacionados con la formación de calderas, como en el caso de la caldera de Solitario, Texas (Henry et al., 1997). Estos autores interpretaron que la caldera se produjo por el emplazamiento de lacolitos y de filones capa, con composiciones riolíticas peralcalinas, a traquíticas. Durante el emplazamiento del lacolito principal, que produjo un domo de 16 km de diámetro, se formaron diques anulares y otras fracturas relacionadas con el domamiento. A través de ellas el magma pudo extruirse dando origen a voluminosos flujos piroclásticos. Como consecuencia del vaciamiento de gran parte de la cámara magmática se formó una caldera de forma ovalada con un eje máximo de 6 km y uno mínimo de 2 km.

7.1. Condiciones para la formación de lacolitos.

La formación de un lacolito, o en su lugar de un filón capa, depende de la cantidad de magma disponible y de la viscosidad del mismo. Cuanto mayor es la cantidad de magma que ingresa por el conducto alimentador, mayor es la probabilidad que se forme un lacolito. Asimismo, cuanto mayor es la viscosidad del magma, mayor es la probabilidad que se forme un lacolito. Esto se debe a que la presión ejercida por el magma es proporcional a la viscosidad, la cual dificulta el escurrimiento. En general, magmas con baja viscosidad (= alta fluidez), tienden a formar filones capa en lugar de lacolitos. Esto explica la abundancia de filones capa entre las rocas básicas y la menor proporción de lacolitos con esta composición. Sin embargo, en los complejos máficos y ultramáficos de grandes dimensiones, como los grandes lolopolitos, los plateau

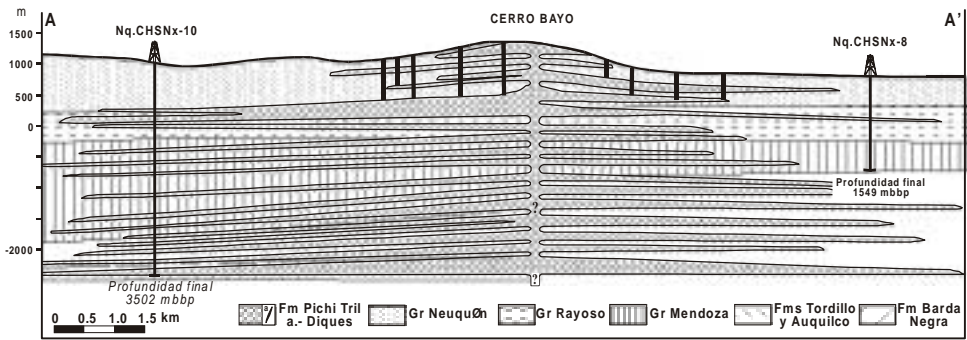
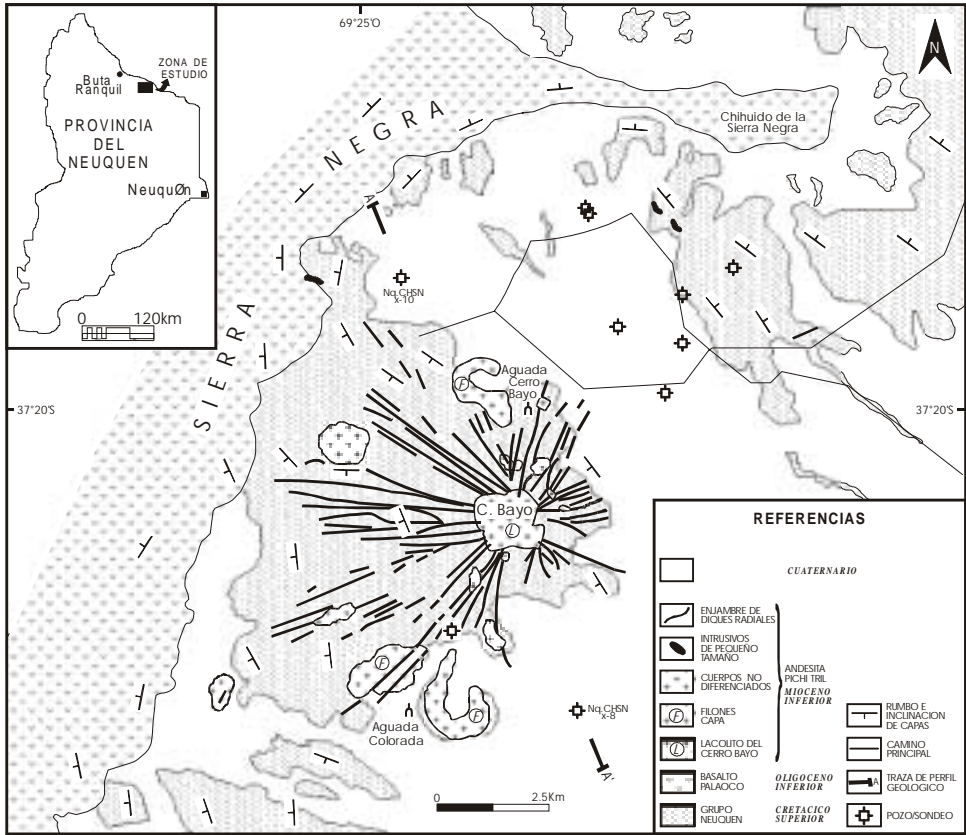


Figura 5. Mapa y perfil geológico del lacolito tipo árbol de Navidad, del campo de filones capa laterales y del enjambre de diques radiales del cerro Bayo de la Sierra Negra, Neuquén, según González y Aragón (2000).

basálticos, y en los volcanes en escudo de las islas intraoceánicas, algunas de las intrusiones laminares, de acuerdo con las definiciones de Corry (1988) y de Jackson y Pollard (1988), pueden considerarse como lacolitos debido a sus elevados espesores y diámetros.

Los magmas intermedios a silícicos, que son mucho más viscosos que los anteriores, tienden a formar con mayor frecuencia lacolitos, en particular los que composiciones silícicas. No obstante, en algunos distritos ígneos con composiciones intermedias, se forman indistintamente lacolitos y filones capa, aun a pesar de la escasa variación en la composición del magma. Esto se puede explicar debido a la cantidad de magma disponible y a las variaciones en la viscosidad del magma, cuyas causas se pueden resumir en: 1) pequeñas variaciones en la temperatura, dentro del rango comprendido entre el liquidus y el solidus; 2) variaciones en la proporción de cristales en suspensión; y 3) variaciones en el estado en que se encuentra la fase volátil, ya sea disuelta en el magma o separada como fase gaseosa en forma de burbujas.

El emplazamiento de los lacolitos, así como el de los filones capa, se atribuye a la equiparación de la densidad del magma con la de la roca de caja. En estos casos se dice que la capacidad boyante o flotabilidad del magma tiende a cero ($\text{buoyancy} = 0$). Son muchos los autores que sostienen que la fuerza que induce el ascenso del magma se debe al contraste de densidad entre el magma y la roca de caja (Turcotte, 1982; Corry, 1988). La fuerza que favorece la capacidad boyante positiva del magma se expresa como:

$$(\rho_r - \rho_m) g h > 0$$

donde ρ_m y ρ_r son las densidades del magma y de la roca de caja respectivamente; g es la aceleración de la gravedad y h es la profundidad.

El domamiento de la roca de caja en el techo del lacolito se produce cuando el magma alcanza un cierto volumen, que permite que la presión ejercida por el magma como consecuencia del emplazamiento supere la presión que resulta del peso de las rocas que yacen por encima (Fig. 2). Por esta razón, cuanto mayor es la profundidad del emplazamiento, mayor debe ser el volumen de magma que se requiere para generar el esfuerzo necesario para abovedar el techo y formar un lacolito. Los lacolitos emplazados cerca de la superficie son en general de pequeño tamaño (Kerr y Pollard, 1998), alcanzando unos pocos kilómetros cuadrados de extensión. A veces, en forma conjunta con el domamiento de las capas, se producen fracturas extensionales en la parte superior del techo, similares a las de un pequeño graben (Fig. 4)

Un ejemplo de lacolito emplazado a una moderada profundidad es el granito mioceno de las Torres del Payne (Skarmeta y Castelli, 1997), que se encuentra en el sector chileno de la Cordillera Patagónica Austral. Su intruyó a 5 km de profundidad, en sedimentitas cretácicas. Se trata de un lacolito asimétrico, compuesto principalmente por un granito rico en ortoclasa y biotita. Tiene un diámetro de 12 km y un espesor máximo de 2,5 km, el cual disminuye progresivamente hacia las partes distales del cuerpo. La alimentación del lacolito fue favorecida por una falla subvertical y el desplazamiento lateral del magma también fue controlado por una falla de bajo ángulo.

En síntesis, un lacolito representa la intrusión de un magma viscoso, cuya energía no fue suficiente para continuar su ascenso, desplazándose lateralmente aunque con gran dificultad debido a su alta viscosidad.

7.2. Facolitos

Los facolitos son cuerpos ígneos de pequeñas dimensiones, que se ubica concordantemente en las charnelas de los pliegues. Los tamaños varían desde unos pocos metros cuadrados hasta unos escasos kilómetros cuadrados. Los ejemplos más característicos se dan en las rocas metamórficas inyectadas, donde los cuerpos ígneos ocupan las charnelas de los pliegues adelgazándose los flancos hasta desaparecer. En estos casos el tamaño del facolito depende de la longitud de onda del pliegue. En plegamientos con diversos ordenes de magnitud, el tamaño es variable de acuerdo con esta variación. La formación de este tipo de facolitos no está relacionada con la de los típicos lacolitos emplazados en corteza rígida.

En el basamento metamórfico de la sierra de San Luis los facolitos son muy comunes. Se tratan de intrusiones de pequeño tamaño, con bajo contraste reológico y térmico respecto a la caja, y muchos de ellos son contemporáneos con la deformación. Están compuestos por leucogranitos y pegmatitas (Fig. 6), variando el tamaño desde unos pocos centímetros cuadrados hasta cerca de 1 km².

También se encuentran facolitos en rocas sedimentarias plegadas. En estos casos no se observan significativas diferencias de la forma del cuerpo con respecto a los típicos lacolitos. En realidad, se trata de lacolitos emplazados selectivamente en las charnelas de los pliegues. Los contactos del techo suelen ser concordantes y están asociados a las charnelas de los anticlinales. El facolito situado en el puesto de Gendarmería de Los Morros, camino a Las Leñas, en el sur de Mendoza, es uno de los más bellos ejemplos de este tipo de cuerpo ígneo. Se trata de una monzodiorita cuarzosa de grano mediano, que se encuentra emplazada en el núcleo de una anticlinal asimétrico, cuyas rocas se suceden desde la Fm Tordillo hasta la Fm. Huitrín. El emplazamiento de este cuerpo ígneo se produjo con posterioridad al plegamiento de la secuencia sedimentaria, y fue favorecido por la alta plasticidad del yeso de la Fm. Auquilco, que permitió su escurrimiento desde el núcleo hacia los flancos del anticlinal. Las evidencias de la migración del yeso consisten en pequeñas intrusiones diapíricas del yeso de la Fm. Auquilco en las sedimentitas de la Fm Vaca Muerta (Fig. 7; Llambías y Palacios, 1979). Debemos agregar que la monzodiorita cuarzosa no presenta ningún tipo de deformación, sus contactos son netos y en pequeña escala discordantes. Estas características, sumada a la edad 11 ± 3 Ma (Mioceno) determinada por Baldauf (1993) confirman que el emplazamiento es más joven que el plegamiento.

7.3. Lopolitos

Los lopolitos son cuerpos ígneos con forma de palangana. La característica fundamental que los diferencia de los lacolitos es que el piso no es plano, ya que en su sector central es cóncavo hacia arriba. El término *lopolito* fue acuñado por Grout (1918) para describir la forma del cuerpo gábrico de Duluth. También este término ha sido utilizado para caracterizar a unidades máficas estratificadas de extensión gigantesca, como la del lopolito de Bushveld, en Sudáfrica, cuyo piso es concordante con la caja y está deprimido en el centro como una palangana. En este sentido cumple con los requisitos de un lopolito, pero sus gigantesca dimensiones no permiten una comparación con los lopolitos asociados a los edificios volcánicos. Para los lopolitos de pequeñas dimensiones emplazados en los niveles superficiales de la corteza, es preferible emplear el término de lacolito, resaltando la característica del piso hundido en su parte central.



Figura 6. Facolito (f) emplazado en esquistos micáceos. Está constituido por pegmatitas. Se encuentra en la charnela de un pliegue de tipo isoclinal. El contraste reológico con la caja fue bajo y se emplazó durante el episodio metamórfico.

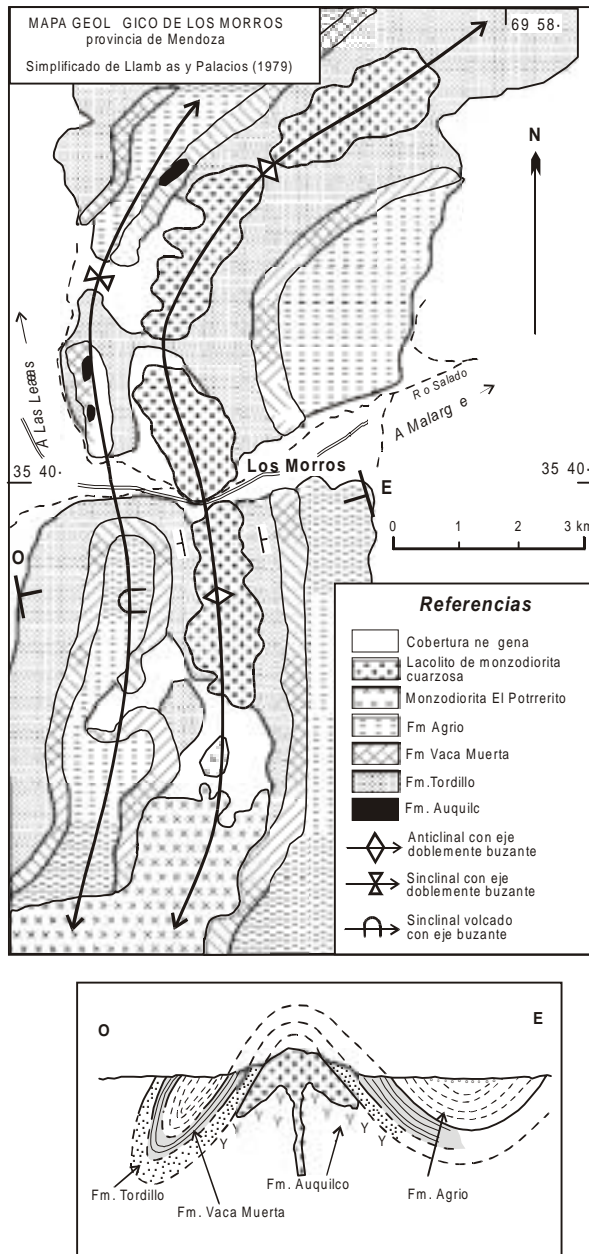


Figura 7. Lacolito de Los Morros, en la ruta que va desde Malargüe a Las Leñas, sur de Mendoza. Está constituido por una monzodiorita cuarcífera y se aloja en el núcleo de un anticlinal, constituido por el yeso de la Fm. Auquico, que se escurrió parcialmente durante el plegamiento. Como evidencia de este proceso se observan en el flanco occidental del anticlinal pequeños diapiros de yeso, intruyendo a la Fm. Vaca Muerta. El emplazamiento es posterior al plegamiento, y aprovechó el núcleo del anticlinal, por la mayor ductilidad del yeso. Por alojarse en el núcleo de un anticlinal también puede denominarse facolito. Se diferencia del facolito de la Fig. 6 por el alto contraste reológico y por emplazarse con posterioridad a la deformación.

CAPÍTULO 8

Cuerpos Ígneos Globosos

Entre los cuerpos ígneos globosos se encuentran los plutones y algunos domos subvolcánicos intruidos en el interior de los edificios volcánicos o en fracturas. Los domos subvolcánicos serán tratados en el capítulo correspondiente a las rocas volcánicas. En este capítulo se describirán los plutones y los batolitos, que están constituidos por conjuntos de plutones. Los cuerpos globosos tienen la propiedad de enfriarse lentamente y desarrollar aureolas térmicas de larga duración. El origen del espacio que ocupan es uno de los problemas que más discusión ha tenido, y aún tiene, en la historia de la geología. A diferencia de los procesos volcánicos, que son inusualmente rápidos, el emplazamiento de los cuerpos ígneos globosos requieren de un elevado presupuesto energético, pero no de una elevada potencia, debido a la larga duración de los procesos. Este tema no será tratado en este libro porque para un completo análisis de los procesos de emplazamiento se requeriría de un texto de mayor extensión.

Otro tema que suscita una ardua discusión es la relación temporal entre los cuerpos ígneos y los procesos de deformación. No resulta una tarea sencilla determinar si el cuerpo ígneo se intruyó pre- sin- o post- cinemáticamente a la deformación. Cada intrusión tiene su propia historia y es imposible hacer generalizaciones. Las características texturales dependen del tiempo que tarda la intrusión con respecto al tiempo de dura la deformación. Si la intrusión comienza con una deformación dúctil y ésta sobrevive a la intrusión, el cuerpo ígneo se deformará y tendrá atributos para clasificarlo como pre-deformación. Si el proceso de intrusión sobrevive a la deformación, se sobreimpondrá a la misma y tendrá atributos post-deformacionales. Algo similar sucede cuando la intrusión está controlada por deformación frágil. El plutón se intruye conjuntamente con la deformación de la fractura, pero puede crecer excediendo los límites de la misma, por lo cual tendrá atributos combinados. El magma, como todo fluido, para desplazarse necesita que el medio posea una adecuada permeabilidad, es decir que debe tener fracturas. En numerosos casos la misma presión magmática es la que induce la permeabilidad al generar las fracturas. Pero cualquiera sea la situación, el magma acompaña el desarrollo de esas fracturas y en consecuencia siempre es contemporáneo con la deformación.

Lo más razonable es relacionar la actividad magmática con los procesos orogénicos regionales y si es posible, relacionar los pulsos de cada ciclo magmático con la evolución regional. Por esta razón cuando se mapean las rocas ígneas se debe mapear también la caja y además, integrar el área estudiada con la evolución geológica de la región.

8.1. Plutones

Los plutones son cuerpos magmáticos residentes en la corteza, cuyo enfriamiento es progresivo y continuo hasta el final de la cristalización. Con frecuencia tienen secciones globosas, con una gran continuidad en profundidad. Por esta razón, durante mucho tiempo se creyó que los plutones no tenían raíz, pero en la actualidad se conoce que en varios plutones el diámetro

de la sección horizontal disminuye progresivamente con la profundidad hasta desaparecer (Vigneresse 1995). Este autor por medio de estudios estructurales y determinaciones gravimétricas pudo establecer que algunos plutones tienen forma de hongo, cuyo tallo se adelgaza en forma progresiva con la profundidad, hasta desaparecer entre los 10 y 14 km, aproximadamente en la zona de transición entre la corteza frágil y dúctil (Fig. 1). En los últimos años se ha podido determinar que algunos plutones con formas aparentemente globosas tienen en realidad formas laminares, por lo cual se piensa que estas formas podrían ser más frecuentes que lo que hasta ahora se conoce.

El término de plutón que aquí se emplea está de acuerdo con la definición dada por Cloos y que según Pitcher (1997, p. 231) tiene una aceptación internacional mucho más popular que la de stock,

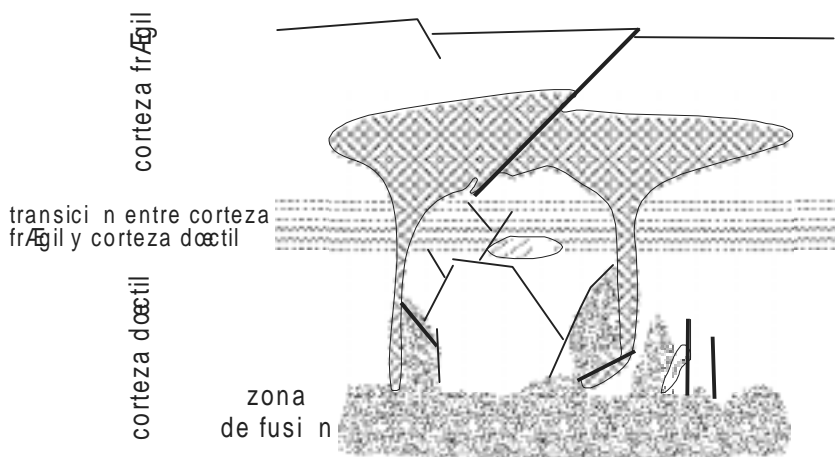


Figura 1. Forma y desarrollo en profundidad de plutones, según Vigneresse (1995). La mayor parte de los plutones profundizan hasta la zona de transición entre corteza frágil y dúctil.

término que no se utilizará en este manual. La antigua clasificación describía a un stock como un cuerpo ígneo menor de 100 km², y cuando su superficie superaba este valor lo denominaban batolito. Esta nomenclatura, ha perdido significación y ha dejado de utilizarse. En la actualidad un batolito se define como un conjunto de plutones asociados en el espacio y relacionados a un definido periodo de actividad ígnea.

Los plutones se forman por la inyección continua de magma, o por inyecciones episódicas sucesivas, previas a la finalización de la cristalización, de modo que cada inyección ingresa en la cámara magmática cuando todavía se encuentra dinámicamente activa. La composición de un plutón rara vez es homogénea, aun a pesar que el mismo se haya formado por una única inyección de magma. Con frecuencia, la composición se distribuye en zonas relativamente concéntricas respecto a la sección horizontal del plutón (Fig. 2). También hay una variación en sentido vertical, que implica una estratificación composicional, con las composiciones más silíceas en la parte superior. Por esta razón, durante un ciclo eruptivo, constituido comúnmente por una serie sucesiva de flujos piroclásticos, las unidades más antiguas, que son las primeras en extruirse, son más ácidas que las más jóvenes, porque la secuencia eruptiva comienza drenando las partes más altas de la cámara magmática (Hildreth, 1981), que son las más silíceas.

Los atributos más importantes de un plutón son: forma; tamaño; morfología del techo y de

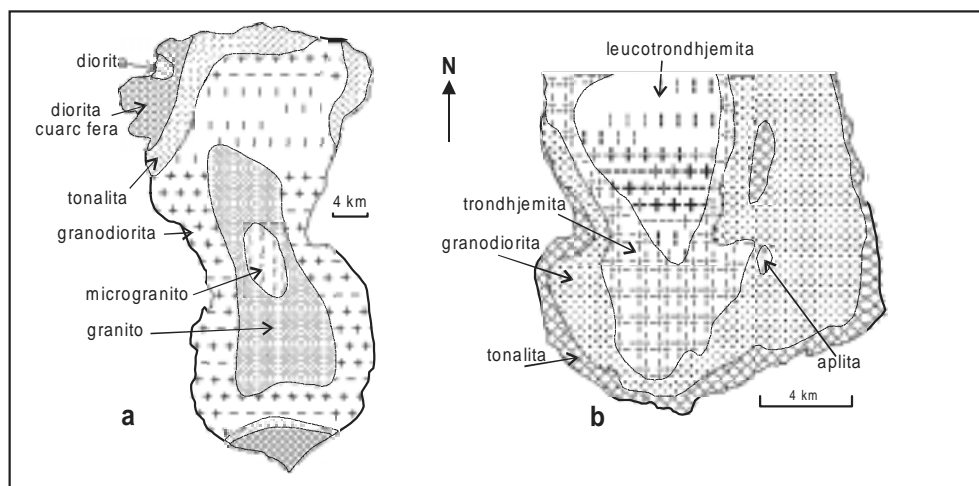


Figura 2. Dos ejemplos de variación composicional en el interior de un plutón. **a)** plutón Loch Don, Escocia y **b)** plutón de Bald Rock, Sierra Nevada, Estados Unidos. Redibujados de la síntesis realizada por Paterson y Vernon (1995).

los costados; naturaleza de los contactos y estructura interna. A ellos se deben agregar las características y extensión de la aureola térmica. La información que proporcionan estos atributos es muy valiosa para comprender las relaciones entre los distintos plutones que componen el batolito y, también, el ambiente tectónico regional durante esa época. La forma y la estructura interna de cada plutón permite estimar sus relaciones con el campo de esfuerzos regionales y también permite obtener información cualitativa de la profundidad del emplazamiento. Así, por ejemplo, los plutones con bajo contraste reológico con la caja son en general más profundos que los que tienen alto contraste reológico. La estimación cualitativa de la profundidad del emplazamiento es más rápida que la determinación barométrica realizada sobre la base del equilibrio composicional entre pares de minerales. Para esto se requiere que los minerales crezcan al mismo tiempo y compartan el mismo líquido. Este método es más preciso, pero requiere del análisis de los minerales por microsonda y de una adecuada interpretación de los resultados.

En un batolito las características más importantes, necesarias para su descripción, son: 1) la identificación de los plutones, 2) las edades relativas entre ellos y 3) la variación de la forma, del tamaño y de la fábrica de cada uno de los plutones durante la evolución del batolito.

Forma de los plutones Una adecuada estimación de la forma de un plutón depende de la calidad de su exposición. Cuando el contorno del plutón se conserva en su totalidad la forma se puede establecer con precisión, no así cuando el contorno es incompleto, ya sea porque está cubierto o es cortado por una falla. La forma de los plutones puede ser referida a: 1) la relación entre los ejes máximos y mínimos, denominada relación axial del plutón, y 2) a la relación entre la forma del plutón y las estructuras de la roca de caja.

En plutones con secciones circulares la relación axial es igual a uno. En los plutones alargados la relación axial es mayor que uno. Plutones extremadamente alargados tienen relaciones axiales mayores que 5. Un ejemplo conocido en Argentina es el plutón granítico de La Escalerilla, en la sierra de San Luis (Fig. 3), que tiene 52 km de largo por 2 a 10 km de ancho. La relación axial es

del orden de 8,7. La forma de este plutón contrasta con la de los plutones circulares del batolito de Las Chacras (Brogioni, 1991), indicando que se han intruido bajo campos de esfuerzos diferentes, implicando diferentes relaciones geológicas.

En los batolitos orogénicos los plutones son frecuentemente alargados, pero sus relaciones axiales pueden variar con el tiempo. En los batolitos constituidos por numerosos plutones la intrusión de los mismos se produce durante sucesivos pulsos, emplazándose en cada uno de los pulsos varios plutones. Los primeros plutones de cada pulso son casi siempre alargados, mientras que los últimos tienden a ser circulares. El siguiente pulso comienza también con plutones alargados, que cortan a los circulares del final del pulso anterior, y finaliza con plutones circulares.

Las variaciones en la relación axial de los plutones se debe a las variaciones entre los esfuerzos propios del magma y los residentes en la roca de caja. Los primeros se originan por el movimiento del magma y son proporcionales a su viscosidad. Los segundos responden a un patrón de esfuerzos regionales y dependen de la tectónica de ese momento. Cuando los esfuerzos regionales son mayores a los del magma, las secciones son alargadas y la forma de los cuerpos ígneos se adapta a las estructuras regionales. Cuando la relación es inversa, tienden a ser circulares: el cuerpo magmático impone su propia forma. La variación en la forma de los plutones a lo largo de cada pulso se puede explicar por diversas causas: 1) por la progresiva disminución de los esfuerzos regionales, 2) por el aumento de la viscosidad del magma, o 3) por la combinación de ambos. Un ejemplo, ya clásico en la literatura, es el del segmento Lima del batolito de la Costa de Perú (Pitcher et al., 1985). Al final de cada serie de pulsos de actividad magmática (Superunidad en el concepto de los geólogos ingleses que mapearon el batolito) los plutones son de monzogranito y sus secciones son circulares, con diques anulares asociados. Algo similar ocurre en el batolito de Colangüil, donde los últimos plutones tienden a tener menores relaciones axiales respecto a los más antiguos (Tabla 1).

En síntesis, se puede generalizar que en los batolitos orogénicos los ejes máximos de la mayor parte de los plutones son coincidentes con el eje del batolito, el cual a su vez es paralelo a la estructuras regionales dominantes.

En los batolitos anorogénicos, típicos de intraplaca continental, la mayoría de los plutones tienen secciones circulares, aun a pesar que estos batolitos tienen un eje bien definido (Fig. 4) como se puede apreciar en el complejo granítico de Sara-Fier (Turner, 1963) en Nigeria. También tienen secciones circulares algunos batolitos post-orogénicos tardíos. Un excelente ejemplo de ellos lo constituyen los batolitos devónicos de las sierras de San Luis y de Córdoba, como el de Las Chacras-Piedras Coloradas (Brogioni, 1991), el de Renca (López de Lucchi, 1993). El batolito de Alpa Corral ha sido detalladamente estudiado por Pinotti (1998), sus plutones son circulares y poseen una zonación interna casi concéntrica (Fig. 5). Son claramente discordantes. El batolito de Achala, es el de mayor extensión de las sierras de Córdoba, de aproximadamente 2.000 km². A pesar que aun no ha sido mapeado en detalle, la observación de las imágenes satelitales muestra que está constituido por varios plutones, que también tienen secciones circulares.

Para evaluar las relaciones del plutón con la caja es necesario estimar el contraste reológico entre el magma y la caja. Los extremos de variación en el comportamiento reológico corresponden a los comportamientos frágil y dúctil. Comúnmente los plutones emplazados en la corteza superior lo hacen en un campo frágil, mientras que los emplazados en la corteza inferior lo hacen en un campo dúctil. Sin embargo, esto no es una regla general que pueda aplicarse sin un previo análisis. Cuando el emplazamiento de un plutón en la corteza superior es contemporáneo con un episodio de deformación y metamorfismo, el contraste reológico con la caja tien-

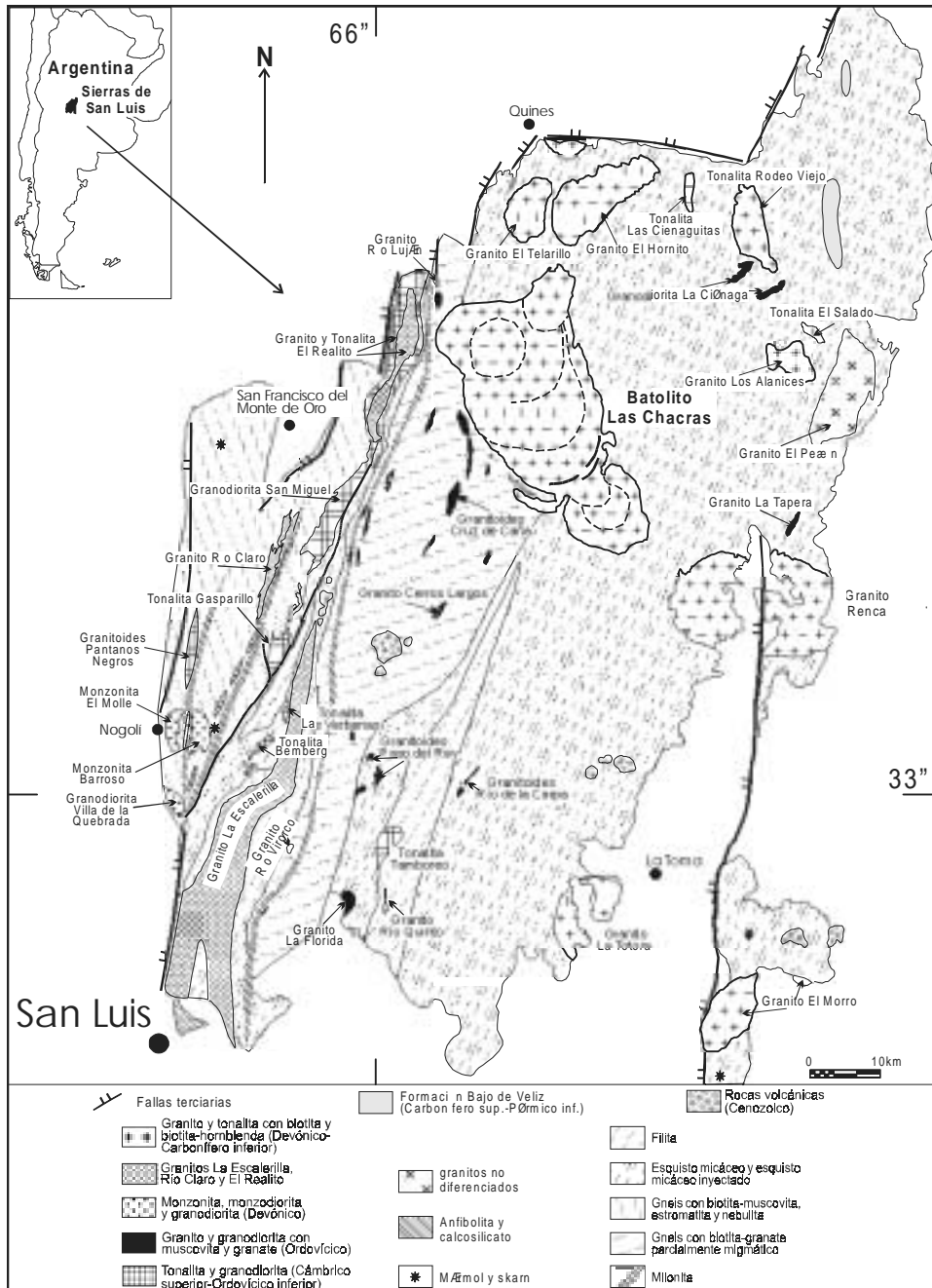


Figura 3. Mapa geológico simplificado de la Sierra de San Luis. Basado en Llambías et al., 1998, von Gosen y Prozzi, 1998 y P. González y A.M. Sato, datos inéditos. Obsérvese las diferentes formas y tamaños de los plutones graníticos. Los post-orogénicos son los más extensos y tienen formas circulares. Los granitos y granodioritas con muscovita y granate del Ordovícico son sin-orogénicos y son los más pequeños y con mayor relación axial.

UNIDAD	PLUTONES	ÁREA		Relación Axial	EDAD	DIQUES
		km ²	% del total del batolito			
GRANITO AGUA BLANCA	Chita	22	0,8	2 semi-cubierto	247	escasos diques anulares y longitudinales
	Agua Blanca	24	0,9			
GRANITO LAS OPEÑAS	un plutón	102	3,9	8,5	254-258	escasos diques longitudinales
GRANITO LOS LAVADEROS	un plutón	39	1,5	3,5	259	escasos diques longitudinales
GRANITO LOS PUENTES	El Fierro	413	15,7	1,6	256-257	enjambres de diques longitudinales
	Los Puentes	330	12,6	2,3	257	
	Conconta	96	3,7			
RIOLITA TRES QUEBRADAS	cuerpos subvolcánicos	7	0,3			enjambres de diques longitudinales
GRANODIORITA LAS PIEDRITAS	Las Piedritas	472	18	3,2	260-263	?
	Romo	18	0,7		264	?
	Tocota	192	7,3		267-269	?
	Los Leones	12	0,5	1,3	268-272	?
GRANODIORITA TABAQUITO	Tabaquito	896	34,2	1,5	326-329	diques radiales andesíticos a dacíticos

Tabla 1. Características de los plutones del batolito de Colangüil, provincia de San Juan

de a ser bajo. Los plutones emplazados en una ambiente frágil tienen planos rectilíneos, con ángulos definidos, mientras que los emplazados en ambientes dúctiles son curvilíneos, y de recorridos sinuosos.

Los plutones pueden ser concordantes o discordantes de acuerdo con la relación entre su forma y la estructura de la roca de caja. En el primer caso, los contactos del plutón acompañan la estructura de la caja, mientras que en el segundo la corta. Difícilmente un plutón es totalmente concordante, aun en aquellos casos en que gran parte de su contorno es concordante con la caja. El concepto de concordancia y discordancia es aplicable cuando el contraste reológico entre el cuerpo ígneo fundido y la roca de caja es alto. Normalmente en estos casos la caja tiene un comportamiento rígido. En los casos en que el contraste reológico es bajo, predomina la concordancia. En estos casos no solo la forma es concordante, sino también las estructuras internas del plutón son concordantes con las de la caja. Para estos cuerpos es útil la denominación de

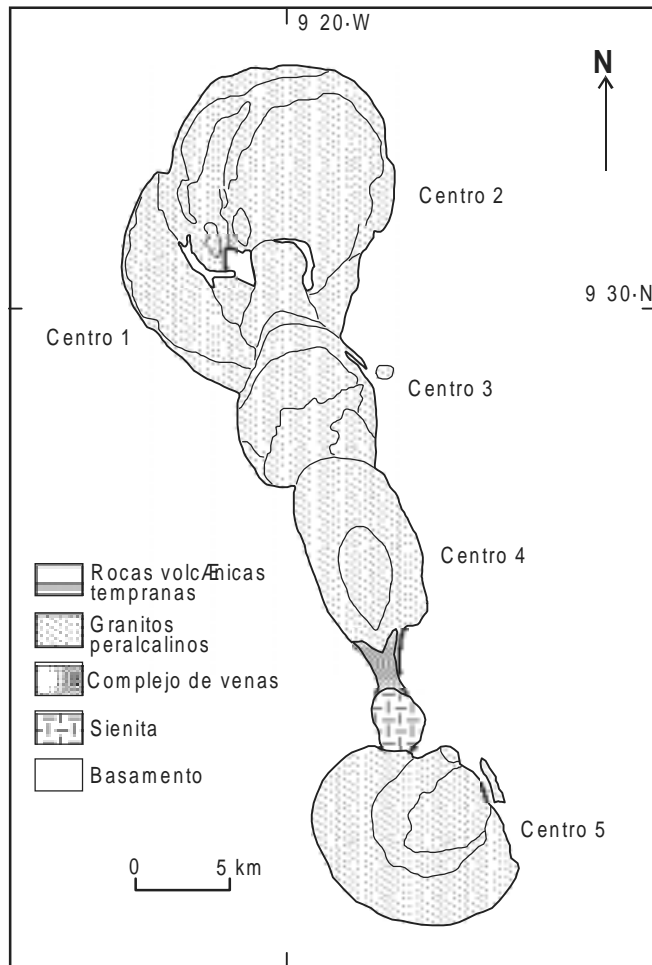


Figura 4. Complejo granítico centrado de Sara-Fier al norte de Nigeria, según Turner (1963). Los centros numerados de 1 a 5 son intrusiones sucesivas de edad decreciente.

armónicos que es un concepto puramente descriptivo y conlleva una cierta armonía en las estructuras.

Los plutones de cerros Largos y río de La Carpa, Sierra de San Luis (Figs. 6 y 7), son ejemplos de intrusiones armónicas. Ambos poseen bajo contraste reológico con la caja, cuya foliación envuelve al cuerpo ígneo, que también posee una foliación con la misma orientación que la de la caja. En ambos cuerpos, a pesar de estar intensamente plegados y deformados, los minerales no muestran evidencias de deformación interna, pero las texturas no son típicamente magmáticas, mostrando una fuerte recrystalización, con frecuentes bordes suturados y desarrollos poiquilobásticos. En estos cuerpos también el contraste térmico es bajo, ya que intrusiones de menos de 1 m de espesor tienen texturas granulares similares a las de los cuerpos de mayor tamaño.

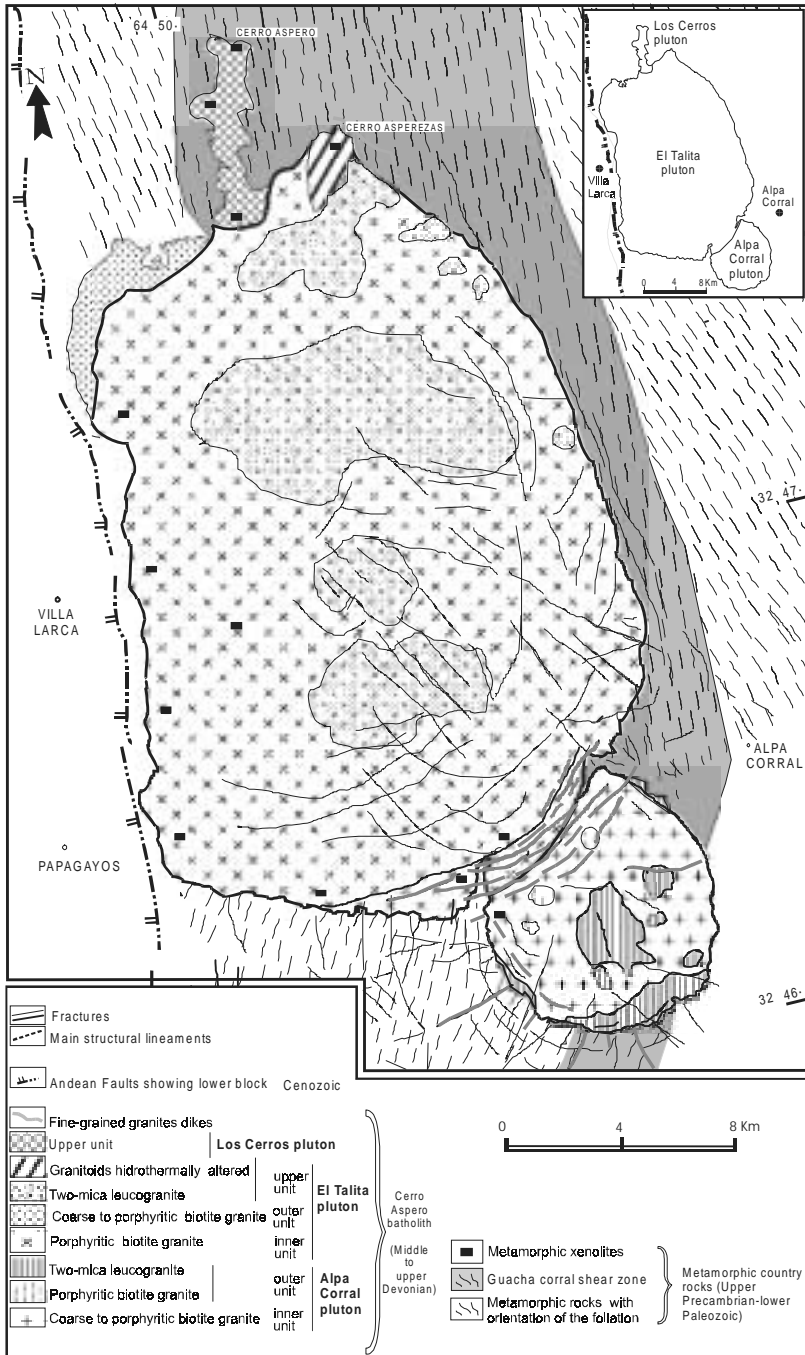


Figura 5. Mapa geológico del batolito devónico de Alpa Corral, sierra de Comechingones, Córdoba, basado en Pinotti (1998). Está constituido por tres plutones, dos de ellos con secciones circulares. Son discordantes y tienen una marcada zonación interna. En el contacto entre los plutones hay diques anulares compuestos por granitos de grano fino y apatitas.

Un caso diferente es el plutón tonalítico de Gasparillo (Fig. 8). Se intruyó antes de la deformación, desarrollando un hornfels que se ha conservado parcialmente en el borde oriental. La forma del cuerpo es el resultado de la intensa deformación y está atravesado por varias fajas de cizalla. El sector norte del cuerpo está plegado conjuntamente con la caja. Los minerales tienen evidencias de deformación como por ejemplo maclas acuñaadas y curvadas, granulación de cuarzo, deformación de biotita y recristalización. Todas estas características reflejan una intrusión de tipo disarmónica, con fuerte contraste reológico y térmico, que ha sido intensamente deformado (Llambías et al., 1996, González y Llambías, 1998).

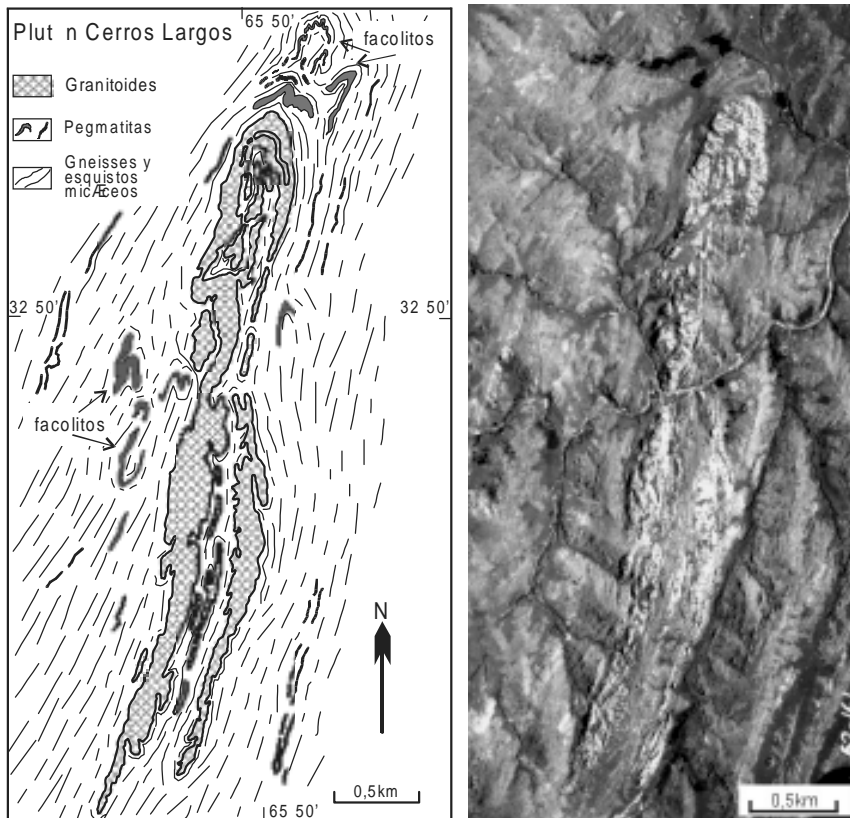


Figura 6. Ejemplo de un cuerpo intruido armónicamente, contemporáneo con la deformación. **a)** Mapa del plutón de leucogranodiorita con biotita, muscovita y granate de Cerros Largos, San Luis. El cuerpo está plegado en forma isoclinal y alterna con tabiques de la roca de caja cuya foliación envuelve al cuerpo. Los minerales del cuerpo igneo no muestran signos de deformación, pero las micas están orientadas paralelas a la foliación de la caja. Las pegmatitas que se encuentran en la roca de caja también son concordantes con la foliación metamórfica y los cuerpos situados en las charnelas de los pliegues son facolitos. El contraste reológico con la caja es bajo y se intruyó durante la deformación, por lo cual se lo puede clasificar como sin-cinemático. **b)** Fotografía aérea, originalmente en escala 1:20000.

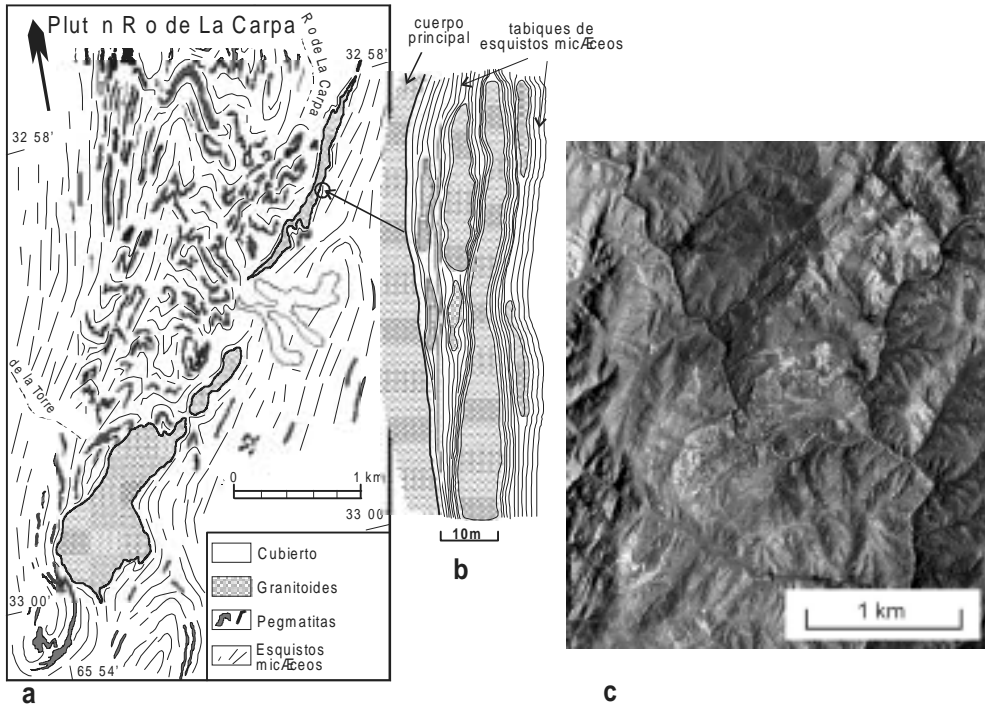


Figura 7. Otro ejemplo de un cuerpo intruido armónicamente, contemporáneo con la deformación. Difiere del de la figura 6 porque solamente están plegados sus bordes. **a)** Mapa del plutón sin-cinemático de leucogranodiorita de río de La Carpa. Tiene una relación axial muy alta: en el segmento norte es 20:1. Los minerales no tienen deformación pero están orientados paralelos a la foliación metamórfica de la caja. **b)** Detalle del contacto, que muestra las frecuentes intercalaciones de tabiques de roca de caja. **c)** Fotografía aérea en escala original 1:20000.

8.1.1. Contactos

Los contactos de un plutón en la mayoría de los casos son netos y están perfectamente definidos. Es un plano delgado como el de la hoja de un cuchillo, que separa el cuerpo ígneo de la caja. Esta característica se mantiene aun en los casos en que la caja tiene un comportamiento dúctil, como sucede cuando la intrusión es contemporánea con un episodio metamórfico. En estos casos, a lo largo del contacto se pueden observar intercalaciones en las metamorfitas de la caja de delgadas láminas del cuerpo ígneo, con espesores del orden de centímetros a metros. A pesar de esta intensa digitación, el contacto no pierde su definición (véase el detalle de la Fig.7).

En raras ocasiones los contactos son transicionales. En los niveles profundos de la corteza, donde el contraste térmico entre el cuerpo ígneo y la caja es bajo, algunos elementos del magma se pueden difundir hacia la caja, dando lugar al crecimiento metasomático de cristales euhedrales de feldespato y agregados de cuarzo en la caja. Sin embargo, este es un fenómeno muy localizado, puntual, y es el resultado del desarrollo de un gradiente de composición, sometido a altas temperaturas durante un tiempo relativamente prolongado.

8.1.2. Techos y costados

El techo de un plutón es la parte superior del mismo que está en contacto con la roca de caja. La observación del techo es frecuente en los plutones emplazados en la corteza frágil. En los plutones emplazados en los niveles profundos de la corteza la probabilidad de encontrar el techo es escasa, debido a que la erosión debería haberse detenido justo a la altura del mismo. Además, debemos agregar que en los niveles dúctiles de la corteza, debido al bajo contraste reológico entre el cuerpo ígneo y la caja, los plutones son de pequeñas dimensiones y están generalmente rotados, por lo cual es difícil identificar el techo.

El techo junto con los costados de la parte superior del plutón constituyen la cúpula (Fig. 9). En los plutones cuya composición tiene una distribución zonal, la composición de la cúpula corresponde a la parte más diferenciada del mismo.

El techo de los plutones intruidos en corteza frágil es plano y subhorizontal, y es independiente de las estructuras de la roca de caja. Esta característica lo diferencia de los lacolitos, cuyo techo es abovedado y concordante. Los plutones intruidos en el interior de otros plutones también tienen un techo plano, corroborando la independencia de la morfología del techo respecto a la estructura de la caja. (Lám. 4).

Las cúpulas de los plutones, al estar enriquecidas en volátiles, tienen una amplia variedad de texturas y estructuras (Fig. 9). La permeabilidad de la roca de caja juega un papel importante en la concentración de los volátiles en la cúpula del plutón. Si la roca de caja es impermeable los diferenciados finales, que pueden encontrarse próximos a la saturación con agua, no se pueden escapar, generando texturas de grano grueso. En los plutones de granito estos diferenciados pueden llegar a formar capas de pegmatitas de 1 a 3 m de espesor, paralelas al contacto. Si la presión de vapor supera la resistencia de las rocas, se favorece la fracturación hidráulica, formando diques y venas leucocráticas de escaso espesor. Estas fracturas acompañan a las fracturas producidas por los esfuerzos del empuje magmático durante su ascenso, comúnmente referido como *stoping*. Las fracturas asociadas a la presión de los volátiles son delgadas, con espesores del orden de unos pocos centímetros (1 - 40 cm). Están rellenas por minerales hidatogénicos, como muscovita, fluorita, topacio, apatita, cuarzo, turmalina, molibdenita, wolframita, etc.

Si la roca de caja en el techo del plutón es permeable, la fase volátil tiende a escaparse. La presión interna del magma no aumenta y no llegan a formarse en el cuerpo ígneo texturas gruesas, favoreciéndose las de grano fino, inequigranulares, con fenocristales euhedrales pequeños inmersos en una pasta granular fina. En la caja se produce una fuerte alteración, con abundantes venas con texturas de reemplazo, pudiendo llegar a la formación de greisens. Los greisens son alteraciones masivas de la roca de caja y de la cúpula del plutón, que consisten en el reemplazo del feldespató potásico por muscovita, conjuntamente con el desarrollo de turmalina, fluorita, diseminación de topacio, venillas de cuarzo, a veces con casiterita o molibdenitas y wolframita.

Las cúpulas de los plutones tienen interés económico debido a la posibilidad de encontrar en ellas, o en la caja, minerales de interés económico. Los depósitos de estaño de Cornualles, explotados por los fenicios desde la época del bronce, están relacionados a las cúpulas de los plutones (Willis Richard y Jackson, 1989). Además de la concentración de elementos incompatibles en los diferenciados acuosos finales del magma, se promueve un sistema convectivo hidrotermal en el entorno del plutón que puede favorecer la concentración de algunos elementos que se encuentran diseminados en la roca de caja.

En los niveles superiores de un plutón, en las cercanías del techo, se encuentran con frecuencia bloques de la roca de caja. En los niveles más profundos, por el contrario, son muy raros, o

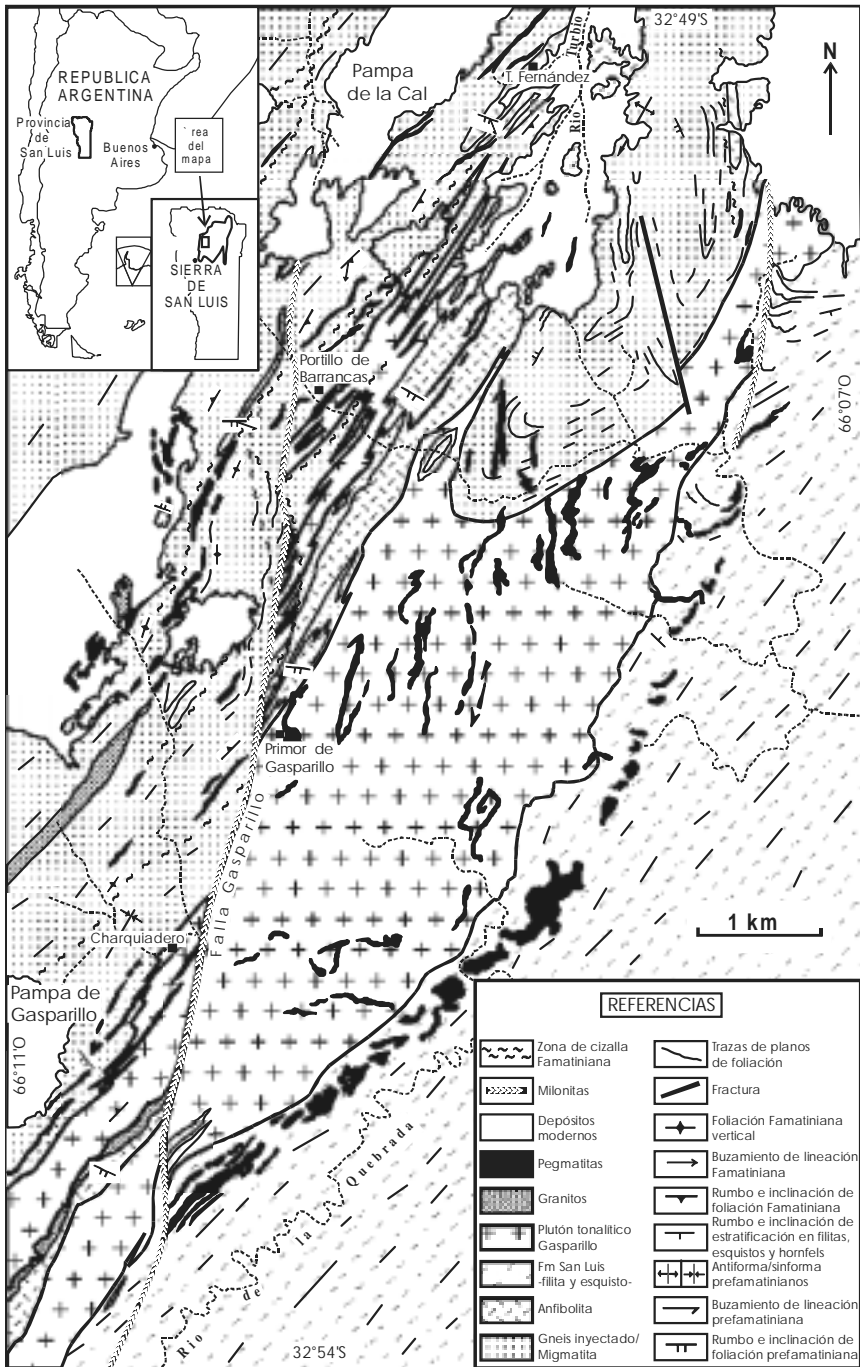


Figura 8. Mapa geológico simplificado del plutón deformado de Gasparillo, según González y Llambías (1996). Está atravesado por varias fajas de cizalla y la parte norte del plutón está plegada conjuntamente con la caja. El hornfels del borde oriental fue transformado en un esquistos durante la deformación, quedando relictos de los porfiriblastos.

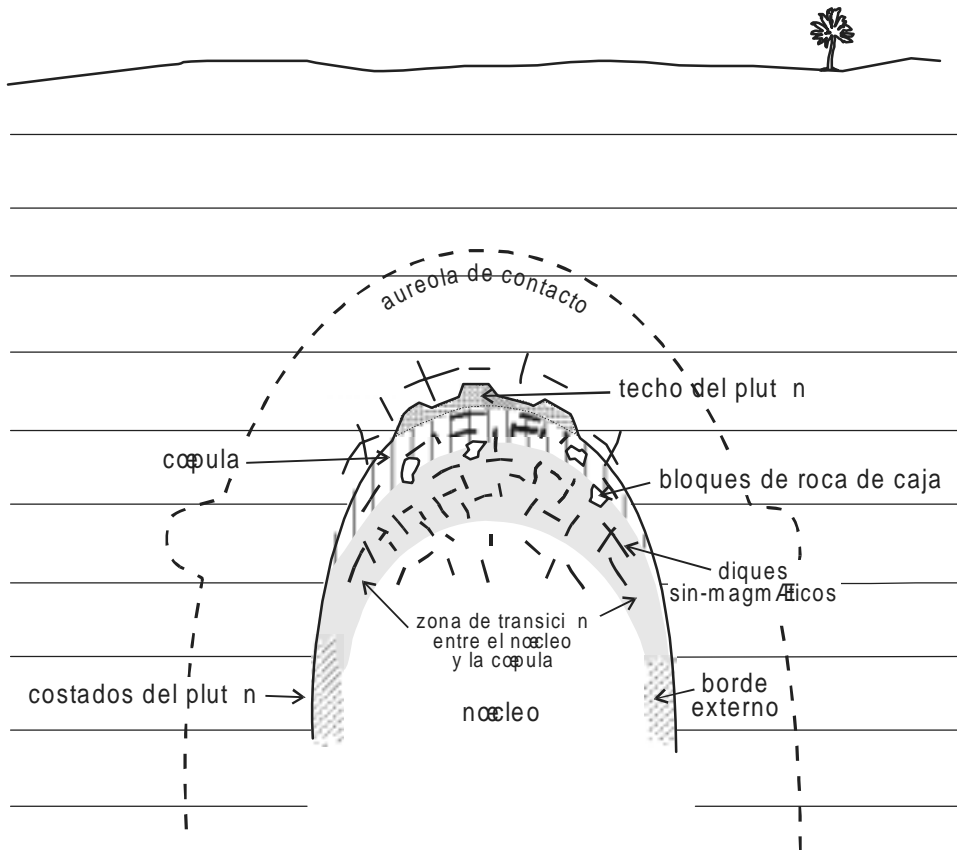


Figura 9. Partes de un plutón. La cúpula tiene una composición más rica en volátiles respecto al resto del cuerpo. En casos de magmas con agua, el techo de la cúpula es pegmatítico, en particular si la caja no es permeable. El borde externo del plutón se encuentra en los costados y comúnmente tiene una composición menos silícica que el núcleo, pero en el extremo superior es más silícica y pasa en transición hacia la cúpula. La aureola de contacto representa una modificación transitoria del gradiente térmico de la roca de caja. La forma y extensión de la aureola depende del coeficiente de conductividad térmica de las rocas de la caja. En el dibujo se ha representado a un estrato con un coeficiente de conductividad térmica mayor que el resto y por esto en este lugar la aureola térmica es más extendida.

no existen. Esta desigual distribución de los bloques de la caja es uno de los grandes problemas que la petrología todavía debe resolver para comprender el problema del espacio que ocupan los plutones. De acuerdo con las dimensiones, los bloques se denominan 1) pendants, cuando tienen varios centenares de metros, pudiendo llegar hasta 1-2 km; 2) roof-pendants, de decenas a centenares de metros y 3) bloques, de menor tamaño que el anterior. En general los bloques están delimitados por lados planos y contornos angulosos, y los tamaños son variados. Comúnmente están atravesados por delgadas venas rectilíneas, rellenas por el mismo material que el del plutón, pero con texturas más finas. En muchos casos la estructura interna de estos bloques tiene diversas orientaciones, indicando que han rotado después de haber sido desgarrados de la caja. El plutón post-orogénico de El Morro, de edad devónica, contiene numerosos bloques de los esquistos inyectados de la caja, la mayor parte de ellos rotados (Llambías y Malvicini, 1982; Quenardelle, 1993). En uno de esos

bloques se encuentra una mineralización de scheelita, frecuente en el basamento de la región. La mineralización no pasa al granito, lo cual ha permitido determinar que es anterior a la intrusión (Llambías y Malvicini, 1982).

En una región ígneo - metamórfica con varias fases de deformación, los bloques de metamorfitas incorporados en los granitoides pueden no ser afectados por las deformaciones posteriores a la intrusión. Esta propiedad permite identificar las fases de deformación previas de las posteriores a la intrusión. Con estos criterios, Llambías et al. (1996) pudieron identificar en la sierra de San Luis una fase de metamorfismo y deformación previa a la intrusión del plutón tonalítico de Gasparillo, de edad Cámbrico superior. Este plutón fue intensamente deformado durante el Ordovícico conjuntamente con las metamorfitas de la caja, borrando en ellas sus estructuras primarias. Estas estructuras no fueron impresas en los bloques incorporados por el plutón.

8.1.3. Tamaño

El tamaño de los plutones, al igual que la forma, no siempre es fácil de determinar, dependiendo de la calidad de los afloramientos. En consecuencia, cuando se describe el tamaño de un plutón sólo se lo está refiriendo al área de sus afloramientos. El tamaño que se mide no necesariamente corresponde a la sección máxima del plutón, en ciertos casos podrían tratarse de pequeñas apófisis. La determinación del tamaño de los plutones más antiguos en un batolito es una tarea compleja porque las intrusiones posteriores dificultan la observación de la verdadera extensión. Cuando se puede reconstruir la forma de la sección es posible estimar el tamaño con bastante aproximación. Con respecto al cálculo del volumen, se requieren detallados estudios geofísicos para conocer su extensión en profundidad.

El tamaño de un plutón depende: 1) de la cantidad de magma disponible; 2) de las propiedades físicas del magma, principalmente de la viscosidad y de la temperatura; 3) de las vías de acceso para el ingreso del magma y 4) de la resistencia de la roca de caja. Si se asume que durante el emplazamiento de un cuerpo magmático las tres primeras variables son constantes, el tamaño resulta proporcional a la resistencia de la roca de caja. Cuanto mayor es la resistencia, mayor será el tamaño del plutón. Por esta razón, los plutones de mayor tamaño se encuentran en la corteza frágil.

En forma intuitiva se puede comprender que hay un tamaño crítico por encima del cual la caja rígida colapsa, subdividiendo a la masa ígnea en varios cuerpos menores. Todavía no se conoce cual es ese tamaño crítico, debido a que intervienen durante el emplazamiento numerosas variables que aun no han podido ser determinadas. Asimismo, se debe tener en cuenta que plutones con una superficie extensa no necesariamente tienen grandes volúmenes. Esto sucede con las intrusiones laminares, como los filones capa, cuando la erosión deja al descubierto el techo en su totalidad.

Los plutones de más de 1000 km² de sección son poco frecuentes. Entre ellos se puede citar el plutón de Mount Gives, perteneciente al batolito de Sierra Nevada, Estados Unidos, cuyos afloramientos abarcan una superficie de 1600 km² (McNulty et al., 2000). Tiene una composición granodiorítica a granítica y su edad es Cretácico Superior. Los estudios de la anisotropía de la susceptibilidad magnética han revelado que se trata de un plutón emplazado por múltiples pulsos, que se pueden resumir en cuatro episodios principales. La alimentación del plutón se efectuó a través de varias conductos situados a lo largo de un complejo juego de fracturas, y que finalmente convergieron para formar un único plutón.

De acuerdo con el estudio mencionado es posible que los plutones de mayor tamaño se

hayán formado por la inyección simultánea a partir de varios conductos alojados en una fractura. El magma proporcionado por cada conducto se extendería lateralmente convergiendo en una única masa. Los tabiques que separaban cada conducto se pueden fragmentar e incorporarse como bloques.

Los plutones con composiciones predominantemente monzograníticas presentan secciones de menor tamaño, de aproximadamente 300 km².

Los plutones emplazados en rocas dúctiles poseen tamaños mucho menores que los emplazados en rocas frágiles. Esto se debe a que la resistencia de la roca de caja es muy pequeña, cediendo ante cualquier esfuerzo con facilidad y aislando al magma en pequeños cuerpos. Las dimensiones son muy pequeñas, con rangos que varían desde unos pocos km² hasta bastante menos que un 1 km². Como ejemplos podemos mencionar algunos de los plutones considerados como sin-cinemáticos de la sierra de San Luis (Fig.3). Entre ellos se encuentra el plutón de leucogranodiorita muscovítica del río de La Carpa, cuyos afloramientos abarcan 1,1 km². A pesar de lo exiguo del tamaño, las texturas granulares, típicamente plutónicas y hasta pegmatíticas, se pueden explicar por el bajo contraste térmico con la caja, que puede llegar a ser del orden de unos 200°C o aun menor. En estos casos el magma y la roca de caja se comportan como fluidos, pero comúnmente el magma, que tiene mayor temperatura, es menos viscoso y tiende a hacerse esférico para disminuir la pérdida de calor, deformándose conjuntamente con la roca de caja. Esto es posible porque la roca de caja cede con facilidad y permite cambiar de forma al cuerpo ígneo. Como se verá más adelante, el piso de algunos batolitos puede estar constituido por una gran cantidad de pequeños plutones, con texturas granulares deformadas, envueltos por la foliación de las rocas metamórficas.

8.1.4. Estructura interna

La estructura interna de un plutón se refiere a las variaciones en composición, tamaño de grano, distribución de inclusiones, orientación de cristales, etc. Todas ellas se forman durante la cristalización y se originan por las corrientes convectivas originadas por los gradientes térmicos y composicionales que se desarrollan en el interior del cuerpo magmático. No se incluyen aquí las estructuras originadas por deformaciones posteriores a la solidificación.

Las estructuras internas más importantes están dadas por: 1) la zonación, tanto composicional como textural; 2) el desarrollo de diques sin-magmáticos tardíos y 3) la distribución de bloques e inclusiones. En cuanto a las estructuras formadas por los juegos de diaclasas formadas durante el enfriamiento, todavía no hay un consenso general acerca de su verdadero significado. A esto se suma el hecho que las diaclasas formadas durante el enfriamiento no son fáciles de distinguir de los juegos de diaclasas formados con posterioridad, y que no participan de la historia del emplazamiento del plutón. Por este motivo no serán analizadas en este manual. Un indicio para identificar las diaclasas formadas durante el emplazamiento y enfriamiento del plutón son los minerales que tapizan esas diaclasas y cuyo origen ígneo es indudable. Entre ellos son comunes albita, anfíbol (con frecuencia hornblenda), cuarzo, magnetita, turmalina, escapolita sódica, y a veces piroxeno.

8.1.4.1. Zonación: Los plutones emplazados en corteza frágil muestran con frecuencia una variación en la composición, que suele estar acompañada por cambios en las texturas (Fig. 2). Estas variaciones se disponen en zonas concéntricas, con transiciones entre ellas graduales, y se las puede observar directamente en los afloramientos. En los plutones con composiciones intermedias es común que las zonas de mayor temperatura se encuentren adyacentes a la caja y las de menor temperatura en el centro y en la parte superior del plutón. El rango de variación es

muy amplio y con frecuencia va desde diorita en el borde externo hasta monzogranito en el centro. Los plutones de monzogranitos también tienen una distribución zonal en su composición, aunque el rango de variación composicional es mucho menor y se restringe a variaciones dentro de la composición del granito. En algunos casos, cuando el contenido de agua es elevado, la zonación puede llegar a ser inversa, porque al migrar el agua hacia los bordes y el techo promueve el descenso de la temperatura del sólido, prolongando el tiempo de cristalización y la composición es más silícica y leucocrática que en el resto del cuerpo.

Como se ha mencionado las variaciones texturales más evidentes se encuentran en los plutones con composiciones monzograníticas. Las más espectaculares son las que se dan en la cúpula, donde se desarrollan pegmatitas y/o aplitas. En algunos plutones se distingue una facies tardía leucocrática, miarolítica, con desarrollos irregulares formando una intrincada red. Son comunes en los niveles superiores del cuerpo. En algunos plutones de monzogranito pobres en agua, o con cajas permeables que la dejan escapar, la zonación es apenas perceptible con una zona externa de grano muy poco más fino que en el resto del cuerpo. En los plutones con megacristales de feldespato potásico la zonación se reconoce porque las partes externas del plutón carecen de megacristales, y el feldespato potásico aumenta de tamaño en forma progresiva desde el borde hacia el interior. Estas zonas tienen un ancho que varían de 100 a 300 m de espesor.

Las variaciones en la composición y en las texturas son transicionales y se las reconoce por la aparición o desaparición de minerales o por las variaciones de su abundancia relativa. Estas variaciones se pueden reconocer directamente en el campo, porque al ser rocas plutónicas todos los minerales pueden ser individualizados con lupa, inclusive los accesorios. A cada una de las composiciones predominantes se la describe como una facies, p. ej. facies diorítica, tonalítica, etc. También, a veces, es útil describir la zonación sobre la base de su posición relativa dentro del cuerpo, p. ej. facies de borde, facies de techo, etc. En la descripción de un plutón es conveniente dar tanto la composición como la posición de las facies, p. ej. facies de borde diorítica, facies principal (la de mayor abundancia) granodiorítica, etc.

Puesto que la composición de un plutón es variable, la denominación composicional del mismo se da por la facies más abundante, por ej. un plutón granodiorítico puede variar desde diorita hasta granito, pero la composición más abundante es la granodiorita. En los batolitos es conveniente identificar a cada uno de los plutones con su composición y con un término geográfico, p. ej. plutón granodiorítico Las Opeñas, plutón monzogranítico Alpa Corral, etc..

Es aconsejable cuando se estudia un plutón obtener muestras de cada una de las facies. De la facie principal, la más abundante, se debe obtener un mayor número de muestras, cuya cantidad dependerá de las variaciones menores detectadas durante el mapeo.

Cuando se describe un batolito, que está compuesto por varios plutones, es necesario indicar la procedencia de las muestras analizadas, precisando si provienen de las distintas facies internas de un plutón o de diferentes plutones. Si no se procede de esta manera surgen imprecisiones en cuanto a las relaciones de las muestras con la evolución del batolito.

8.1.4.2. Diques sin-magmáticos: Los diques sin-magmáticos son cuerpos ígneos con morfología de diques que se encuentran en el interior de un plutón. Tienen pequeñas longitudes, de unos pocos metros, recorridos no continuos y delgados espesores, características que permiten distinguirlos de los diques emplazados con posterioridad al enfriamiento del plutón. Otra de las características de los diques sin-magmáticos es la de tener contactos intrusivos mutuos con la roca hospedante, esto significa que algunas apófisis del plutón penetran en el dique y otras en el plutón. La composición de los diques sin-magmáticos es más diferenciada que la de la roca hospedante, pero son indudablemente consanguíneos. Muchos plutones con composiciones intermedias, como los granodioríticos, contienen diques sin-magmáticos, pero son los plutones

de monzogranitos los que poseen la mayor cantidad. En estos últimos plutones los diques sin-magmáticos están compuestos por variedades leucograníticas, aplíticas, aplíticas con desarrollos internos pegmatíticos, etc. En algunos casos estos diques tienen una estructura interna zonal, con texturas aplíticas en los borde y núcleos pegmatíticos en el centro.

Los diques sin-magmáticos poseen algunas de las características morfológicas de los diques como ser planaridad de los contactos y contactos netos (Lám. 2). Se diferencian de los diques porque sus recorridos no superan unos pocos metros de longitud, y con espesores menores a un metro. Presentan frecuentes interrupciones que le dan un aspecto segmentado. El contacto es neto, pero está soldado, de modo que su cohesividad es mayor que en los otros diques. Esta propiedad se debe a que son contactos calientes, con bajo contraste térmico entre el dique sin-magmático y la roca hospedante. Por lo tanto a lo largo del contacto, y con dimensiones microscópicas, entre ambas rocas se produce un intrincado crecimiento de cristales.

Los plutones con composiciones intermedias, granodioríticas a tonalíticas, también tienen diques sin-magmáticos con composiciones aplíticas, aunque sus longitudes tienen menos de un par de metros y los espesores son de pocos centímetros. Algunos plutones dioríticos y tonalíticos contienen diferenciados tardíos ricos en anfíbol, cuyo tamaño es mayor que el de la roca huésped. Pueden aparecer como diques sin-magmáticos de escaso desarrollo o desarrollo irregular en transición gradual hacia la roca huésped.

La formación de los diques sin-magmáticos es una característica de los plutones emplazados en un medio rígido. Esto se debe a dos propiedades importantes del comportamiento magmático: 1) disminución del volumen del cuerpo ígneo durante la cristalización. Al ser la caja rígida no colapsa al disminuir el volumen por lo cual en el interior del cuerpo ígneo se generan esfuerzos tensionales, y 2) previo a la completa cristalización del plutón, cuando aun resta aproximadamente un 40% de magma, se pueden generar fracturas dentro del cuerpo ígneo (véase Propiedades físicas del magma). Debido a los esfuerzos tensionales estas fracturas se abren, absorbiendo al magma residual.

En los plutones emplazados en un medio dúctil, la caja colapsa a medida que disminuye el volumen, impidiendo el desarrollo de los esfuerzos tensionales en el interior del cuerpo y en consecuencia no se producen fracturas. En estos casos los diferenciados finales al no encontrar un espacio libre para ubicarse, reemplazan a los cristales previamente formados, proceso que puede ser asimilado a una especie de "granitización" localizada. Si el magma residual es muy rico en agua y el contraste térmico con la caja es bajo, puede llegar a producirse una especie de "pegmatitización".

Uno claro ejemplo de estos reemplazos se observa en los granitoides sin-cinemáticos ordovícicos de la sierra de San Luis (Llambías et al., 1998). La composición de los plutones corresponden a rocas que en el diagrama QAP grafican en el campo de las granodioritas, pero a diferencia de las granodioritas de los arcos magmáticos, contienen oligoclasa con zonalidad apenas incipiente, feldespato potásico, cuarzo, biotita, muscovita y como accesorio granate. Los diferenciados tardíos – más rico en potasio y sodio – reemplazan a los minerales previos aumentando sensiblemente la relación feldespato potásico/plagioclasa. También aumenta la proporción de cuarzo y de muscovita, que lo hace a expensas de la biotita. Es frecuente el aumento en el tamaño de los cristales, característico de la "pegmatitización".

En síntesis, la magnitud de la relación diques sin-magmáticos/reemplazos dentro de un plutón es indicativa de las características reológicas de la roca de campo durante el emplazamiento del cuerpo ígneo. Los diques sin-magmáticos indican un entorno rígido, mientras que los reemplazos un entorno dúctil. Por este motivo, es muy importante en el estudio de un cuerpo ígneo la descripción de los diferenciados tardíos y de su ubicación dentro del cuerpo. Cuando se muestrean

estos diferenciados se debe tener en cuenta que los diques sin-magmáticos representan las composiciones más puras de esos diferenciados. En cambio, si se trata de reemplazos la composición es una mezcla entre los diferenciados finales y la roca huésped.

8.1.4.3. Miarolas: Cuando en las facies finales se alcanza la sobresaturación en agua se separa una fase acuosa que contiene álcalis, sílice y alúmina en solución. Si la permeabilidad en el interior del granitoide es muy pequeña, las parcelas acuosas quedan retenidas y forman agregados cristalinos de formas irregulares, con tamaños del orden de centímetros y contactos difusos. Estos agregados se denominan miarolas (Lám. 3) y pueden ser totalmente cristalinas o parcialmente huecas. Cuando la fase vapor se encuentra en alta proporción se forman geodas tapizadas por cuarzo, albita, fluorita y otros minerales relacionados con los diferenciados magmáticos tardíos. Si la fase vapor es subordinada forman cuerpos macizos con texturas y composiciones pegmatíticas. En algunos dioritoides las miarolas son ricas en anfíbol, cuyos cristales alcanzan hasta varios centímetros de longitud.

8.2. Aureolas de contacto

Las aureolas de contacto son el resultado de la perturbación térmica transitoria causada por la intrusión de un cuerpo ígneo, estableciéndose un nuevo gradiente térmico. Si el tiempo de duración de ese nuevo gradiente es prolongado, en la aureola de contacto se pueden producir modificaciones texturales y/o mineralógicas, que se distribuyen en zonas concéntricas respecto al plutón y que reflejan la intensidad del nuevo gradiente térmico. Cuanto más próximo al cuerpo ígneo más alta es la temperatura. Cuando los cambios de una zona a otra se suceden en espacios reducidos, se puede inferir que el gradiente térmico era elevado.

En las aureolas de contacto, desarrolladas en rocas de caja con alto contraste térmico respecto del plutón, se encuentran numerosas fracturas de origen térmico que se forman por el rápido calentamiento. Están rellenas por minerales tardío- magmáticos, como por ejemplo albita, cuarzo, muscovita, fluorita, turmalina, topacio, etc. (Lám. 1).

Las aureolas de contacto se forman a cualquiera profundidad. Se evidencian ya sea por la formación de hornfels o por el incremento del grado metamórfico, en este último caso si el emplazamiento se produce en una faja en proceso de metamorfización.

La formación de hornfels en las aureolas de contacto se produce cuando el contraste térmico es alto y la roca de caja tiene composiciones y texturas apropiadas para ello. Las rocas más sensibles a los cambios de temperatura son las que poseen minerales de baja temperatura, como es el caso de muchas de las rocas sedimentarias y de rocas metamórficas de bajo grado.

Cuando la intrusión es contemporánea con un episodio metamórfico las aureolas de contacto producen un aumento en la intensidad del metamorfismo. Las asociaciones minerales y las texturas relacionadas con la intrusión dependen del tiempo que dura la perturbación térmica. En estos casos es importante analizar la relación entre la duración de la perturbación térmica causada por la intrusión y la duración del metamorfismo regional. Las texturas que perduran dependen de cual finaliza primero. Si perdura el metamorfismo regional habrá porfiroblastos rotados y una tendencia local al metamorfismo retrógrado. Por el contrario, si perdura la aureola de contacto habrá un crecimiento de porfiroblastos no orientados, fuertemente poiquiliticos, y no habrá retrogradación.

La probabilidad que en una faja metamórfica se emplacen más de un cuerpo ígneo es bastante alta. En este caso las aureolas de contacto se superponen y por lo tanto la disipación térmica del conjunto de aureolas es muy lenta, casi comparable con la duración del metamorfismo regional. El resultado es el aumento del grado metamórfico en una amplia región y la faja se caracterizará por un tipo de metamorfismo de alta temperatura y baja presión. Como consecuencia de esto, durante el mapeo de regiones metamórficas se debe tener cuidado en constatar si la aparición de minerales de mayor temperatura está asociada espacialmente a cuerpos ígneos o al proceso metamórfico.

8.3. Niveles de emplazamiento

El nivel de emplazamiento se refiere a la profundidad donde ha cristalizado el cuerpo ígneo. La síntesis publicada por Buddington (1959), fue un trabajo de indiscutible referencia sobre este tema, agrupando a los cuerpos ígneos, de acuerdo a la profundidad de emplazamiento, en plutones de catazona, mesozona y epizona. Los primeros son los más profundos, mientras que los de epizona son los más superficiales, e incluso son los que están relacionados con las rocas volcánicas. Sin embargo, en esa época no se tenían en cuenta las perturbaciones del comportamiento reológico de la corteza, causadas por las variaciones transitorias de temperatura, de modo que la generalización propuesta por Buddington no se puede aplicar directamente. Las características descritas por este autor para cada uno de los niveles de emplazamiento son en un amplio sentido reales, no obstante se debe tener mucho cuidado en asignar un nivel de intrusión sin una evaluación del régimen térmico imperante, del tiempo de duración de las intrusiones y de la respuesta reológica de la caja ante estas nuevas condiciones. En el concepto epizonal de Buddington se encontraba en forma implícita el concepto de un alto contraste reológico entre el magma y la caja, mientras que en los plutones de catazona el contraste reológico era bajo. En la actualidad se conoce que estas relaciones reológicas se modifican con el gradiente geotérmico y con la tasa de deformación, por lo cual no necesariamente expresan la profundidad de las intrusiones.

Algunos plutones se intruyen muy cerca de la superficie, inclusive lo hacen en las unidades volcánicas consanguíneas. La presencia de plutones en el interior de las calderas volcánicas es un hecho bastante común. En La Esperanza, uno de los plutones del granito Calvo intruye las ignimbritas riolíticas y diques aplitico-riolíticos, formados durante el mismo periodo de actividad magmática (Fig. 10).

Para estimar la profundidad del emplazamiento existen métodos indirectos y directos. Los métodos indirectos se basan en las siguientes características del cuerpo ígneo: texturas, estructuras, forma y tipo de contacto, relaciones con la caja y naturaleza de las aureolas de contacto. Todas ellas reflejan la magnitud del contraste térmico y la tasa de enfriamiento, que de acuerdo con el gradiente geotérmico dan un indicio de la profundidad y del comportamiento reológico de la roca de caja.

Las texturas que reflejan un alto contraste térmico son: 1) las porfíricas, que indican dos tasas de enfriamiento diferentes. En este grupo no se incluyen los granitoides con megacristales de feldespato potásico, porque no reflejan una doble historia de enfriamiento, 2) las apliticas, porque indican un rápido enfriamiento, con una cristalización a temperaturas inferiores a las de equilibrio (metaestables). Asimismo, debemos agregar que la distribución de diferentes texturas y composición en zonas en el interior del cuerpo ígneo es un indicador de la existencia de corrientes convectivas, las cuales se originan por un alto contraste térmico (Turner y Campbell 1986; Campbell y Turner, 1989; Valentine, 1992).

La presencia de hornfels indica alto contraste térmico. Por el contrario, si en la caja se pro-

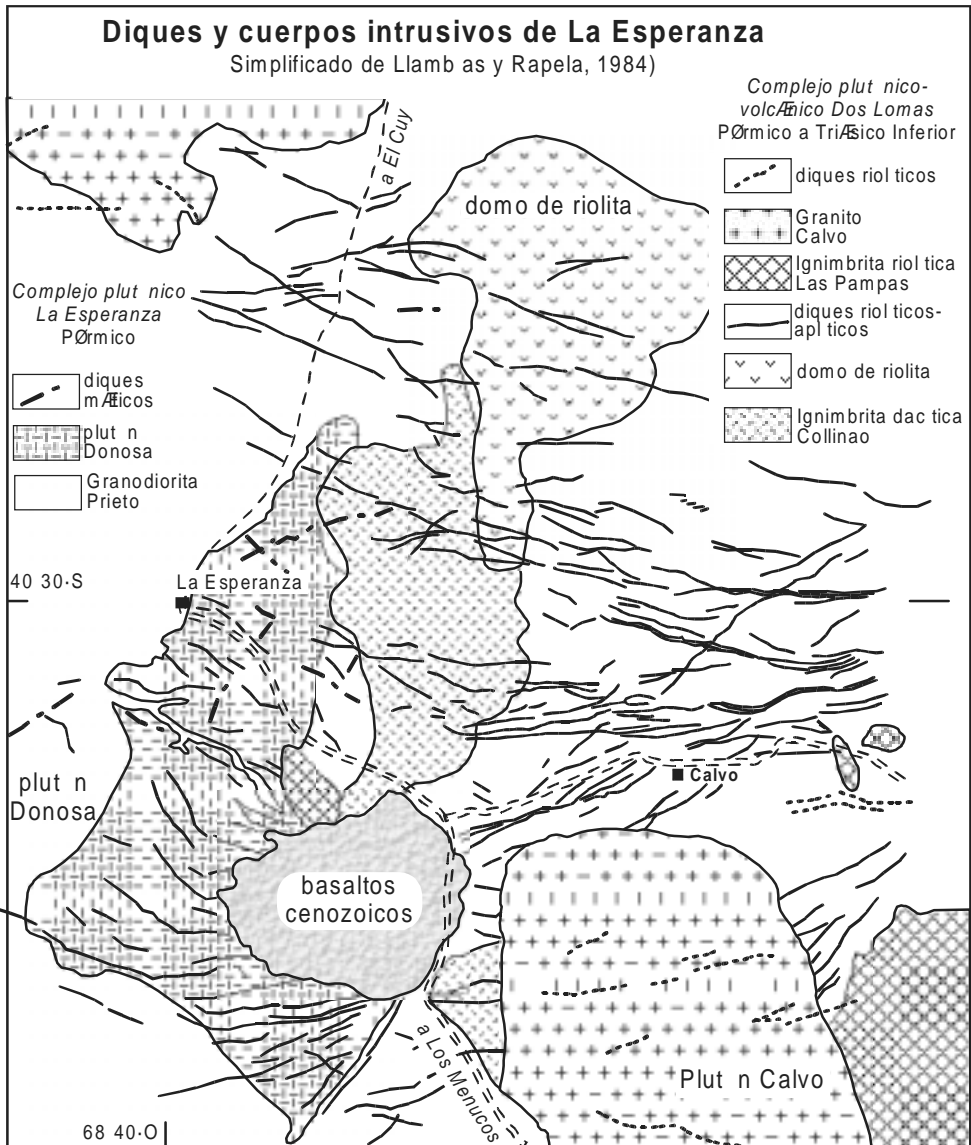


Figura 10. Enjambres de diques riolíticos en La Esperanza, provincia de Río Negro. Los diques son útiles para establecer la edad relativa de los cuerpos ígneos que no tienen relaciones de contacto entre sí. La edad relativa del plutón Calvo respecto al plutón Donosa y al domo de riolita se puede establecer porque estos dos cuerpos son cortados por diques de riolita-aplita, los cuales a su vez son cortados por el plutón Calvo. Una última generación de diques riolíticos corta a este plutón.

duce un aumento en el grado metamórfico, se está en presencia de un bajo contraste térmico.

La rigidez de la caja también implica un alto contraste térmico y este atributo se puede inferir por la relación de los contactos. Contactos rectilíneos e intersecciones angulares, así como la formación de fracturas en el entorno del intrusivo, indican el comportamiento rígido de la roca de caja. Bloques

inmersos en el cuerpo ígneo con contornos angulares también indican una fracturación frágil.

En los niveles superficiales de la corteza y bajo ciertas circunstancias especiales, la roca de caja puede disminuir localmente su resistencia y fluir. Estas condiciones se logran por el calentamiento inducido por el plutón durante un tiempo relativamente prolongado. A una tasa de deformación baja la roca de caja puede fluir, adaptándose a la forma del cuerpo ígneo. Estos procesos están restringidos exclusivamente al contacto y generalmente no tienen significación regional. Un ejemplo se encuentra en el dique Andersen, en el río Colorado, provincia de La Pampa, donde la intrusión de un plutón de granodiorita, de 431 ± 12 Ma (Tickyj et al., 1999), en sedimentitas, produjo la fluxión y recristalización de la caja a lo largo del contacto con un ancho de apenas unos 4 a 5 m. A 50 m del contacto la roca de caja no muestra signos de deformación ni de recristalización.

En el batolito Las Chacras-Piedras Coloradas, Brogioni (1991) describió un alabeo de las estructuras de las rocas metamórficas de la roca de caja con ancho de unos 300 m. Entre el contacto entre los plutones de Alpa Corral y El Talita del batolito de cerro Áspero la estructura de las rocas metamórficas se adapta fielmente al contacto, a pesar que en el resto de los plutones las corta con alto ángulo (Fig. 5, Pinotti et al., 1996; Pinotti, 1998).

La cristalización de epidoto magmático en los granitos es una característica de emplazamiento profundo, ya que a las temperaturas magmáticas y a bajas presiones el epidoto no es estable (Schmidt y Thompson, 1996; Brandon et al., 1996). En Argentina Toselli et al. (1997) y Sial et al. (1999) han reconocido diversos grupos de granitoides con epidoto magmático a lo largo de la Megafractura de Tafi (Granitos de Loma Pelada, El Infiernillo, Ñuñorco Grande, etc.) en Sierras Pampeanas, y en el Sistema de Famatina (Granitos de Paimán, Copacabana, Cerro Toro, Sañogasta, etc.). Ambos cinturones graníticos está separados por granitos cordieríticos del Paleozoico Inferior.

Los métodos geobarométricos que se emplean para determinar la profundidad de la formación de los cristales se basan en las composiciones químicas de pares de minerales en equilibrio. Este método es aplicable tanto a minerales del plutón como en los recristalizados en la aureola de contacto.

8.4. Batolitos

Los batolitos están constituidos por varios plutones, asociados en el espacio y en el tiempo. La cantidad de plutones está relacionada con el tamaño del batolito. Batolitos de gran extensión, como el batolito de la Costa de Perú (Fig. 11), que es integrante del batolito andino, llegan a tener más de 1000 plutones. Al respecto, debemos mencionar que este batolito es uno de los más extensos que se conocen en el Fanerozoico, por lo cual no es un ejemplo representativo que puede ser utilizado para comparar con batolitos de otras regiones. Batolitos de dimensiones pequeños, como el de Colangüil, en la provincia de San Juan, de aproximadamente 2000 km² de superficie, están compuestos por 23 plutones.

Los batolitos se forman como consecuencia de una intensa actividad magmática, relativamente continua en el tiempo, caracterizada por pulsos de variada magnitud, que se suceden en forma intermitente. El tiempo que tarda en emplazarse un batolito es del orden de millones de años. El emplazamiento del batolito de la Costa de Perú comenzó en el Cretácico inferior y finalizó en el Mioceno, con una duración aproximada de 70 Ma. Durante este lapso se registraron varios pulsos, separados por periodos de menor actividad. Durante el Oligoceno, en el batolito de la Costa la actividad magmática disminuyó considerablemente registrándose muy

pocos plutones. En este aspecto refleja la disminución generalizada de la actividad magmática en toda la Cordillera de Los Andes. Otros batolitos, como el de Colangüil, en la Cordillera Frontal de San Juan, el emplazamiento comenzó en el Carbonífero inferior, se interrumpió, o disminuyó notablemente, durante el Carbonífero superior, y se reinició con una fuerte actividad en el Pérmico, continuando hasta el Triásico inferior. Entre el Pérmico y el Triásico Inferior la intrusión de los plutones fue prácticamente continua durante el periodo comprendido entre los 272 Ma y los 247 Ma. (Llambías y Sato, 1995), lo cual representa un lapso de 25 Ma.

El emplazamiento de cada batolito está relacionado con procesos geológicos gobernados por la tectónica global, como pueden ser los procesos de subducción en los márgenes continen-



Figura 11. Batolito de la Costa de Perú, según Pitcher et al. (1985). La parte central de este batolito se emplazó a lo largo de la cuenca sedimentaria relacionada a la subducción. En los extremos norte y sur intruye a los bloques de rocas metamórficas del norte de Perú y Arequipa, respectivamente. Si bien las estructuras que controlaron la intrusión cortan indistintamente diversas unidades geológicas, el mayor desarrollo del batolito en su parte central está relacionado con la cuenca de antearco.

tales convergentes o el desarrollo de rifts en intraplaca continental. La Cordillera de Los Andes es uno de los lugares donde la subducción permanece activa desde el Paleozoico inferior, ya que fue el margen activo del continente de Gondwana, y con posterioridad a la apertura del océano Atlántico, del de Sudamérica. Durante cada ciclo de subducción se desarrollaron arcos magmáticos con raíces batolíticas. Por esta razón, es común la superposición en el espacio de batolitos de diferentes edades. Todos ellos se formaron por procesos de subducción similares, en los cuales la corteza oceánica

subduce a la continental. Por este motivo, las características y la composición de los batolitos son parecidas, dificultando su identificación. Las granodioritas y tonalitas de los batolitos pérmicos son muy parecidas a las de los batolitos cenozoicos, por lo cual es necesario un detallado mapeo para poder separarlos. En la Cordillera Frontal de San Juan, el batolito del Paleozoico superior-Triásico es roca de caja para las intrusiones del Mioceno (Llambías et al., 1990), las cuales forman parte de otro batolito, menos extenso, pero que aun no ha sido mapeado en detalle.

Para describir un batolito es necesario identificar cada uno de sus plutones y determinar sus edades relativas, es decir la secuencia de intrusión. El estudio de un batolito requiere definir la cantidad de plutones que lo componen, la forma de cada uno de ellos, su asociación con los enjambres de diques si los hubiera, y la variación en el tiempo de la composición. En la actualidad el mapeo de un batolito no resulta tan complicado como hace unos años porque se disponen de imágenes satelitales, cuya composición de bandas permite reconocer a los distintos plutones, e incluso a la zonación interna de cada uno de ellos. En el futuro se podrá determinar en forma aproximada hasta la proporción del silice del mismo.

Durante el estudio de un batolito, es necesario agrupar los plutones de acuerdo a sus características petrográficas y texturales, y de acuerdo a sus edades relativas y sus relaciones con la caja. Un conjunto de plutones de características y edades similares constituyen una *suite* o una *superunidad* (Fig. 12). Ambos términos han sido utilizados por diversos autores en forma indistinta y hasta podrían ser equivalentes. Sin embargo, el concepto de suite ha sido empleado en un sentido más amplio, pero lamentablemente con criterios diferentes. En algunos casos el agrupamiento en una suite se ha basado en atributos descriptivos, en otros en genéticos, y en otros, se han combinados ambos atributos (Whitten, 1991). Por este motivo el término de suite no siempre expresa el mismo significado.

De acuerdo con el Glossary of Geology (Bates y Jackson, 1980, p. 626) suite es un conjunto de rocas aparentemente comagmáticas relacionadas en el espacio y en el tiempo. Chappell et al. (1988) utilizaron el término de suite de manera similar, pero agregaron que las rocas que participan en una suite deben tener una coherencia química absoluta. Sin embargo, el problema de coherencia química puede ser discutible, porque sería necesario definir los límites de la coherencia química y el significado petrológico de las variaciones aceptadas dentro de los límites. En la actualidad se acepta que la composición química de los granitoides refleja la composición de la fuente (Arculus, 1987; Pitcher, 1997, p. 132) y cuando la fuente tiene una composición heterogénea pueden converger en forma conjunta distintos tipos de magmas, como pueden ser los metaluminosos y peralcalinos. Un ejemplo de esto sucede en el batolito de Colangiül donde dos plutones de edad similar y situados a pocos metros uno de otro, tienen características químicas diferentes. El plutón de granito anfibólico de Los Lavaderos es metaluminoso transicional a peralcalino, y el de granito cordierítico de Las Opeñas, peraluminoso. Situaciones similares se dan en muchas localidades, pudiéndose citar entre ellas el complejo centrado de Ririwai, donde coexisten granitos peralcalinos y peraluminosos (Fig. 16).

El término suite debe diferenciarse claramente del de serie y asociación magmática, en los cuales están involucrados los procesos de diferenciación, que posibilitan la formación de rocas con diversas composiciones, pero con un rango de variabilidad acotado por la naturaleza de los procesos de diferenciación. A modo de resumen, en la Tabla 2 se dan las asociaciones y series para los granitoides resumidas por Lameyre y Bonin (1991).

En los términos de series y de asociación no se encuentran incluidos los conceptos de espacio y tiempo debido a que representan grupos de rocas que se repiten con cierta frecuencia en diversas regiones y épocas.

Ma (U-Pb)	composici n	Superunidad/Unidad
37	Monzogranito	Pativilca (unidad)
(68)	Aplita, Monzogranito	Sayán/Cañabarro
66	Granito apl tico, Monzogranito, Granodiorita	Puscao
68	Sienogranito, Monzogranito, Monzonita	San Jer nimo
71	Granodiorita, Tonalita	La Mina
(63)	Granodiorita, Monzodiorita cuarc fera <i>enjambres de diques máficos</i>	Paccho
73	Granodiorita	Humaya (unidad)
82	Leucogranito Monzogranito Granodiorita	Santa Rosa
91	Granodiorita, Tonalita, Diorita cuarc fera	
102	Aplita, Monzogranito, Granodiorita	Jecuan

Figura 12. Superunidades y unidades del segmento Lima del batolito de la Costa de Perú, según Pitcher et al. (1985, p. 95). En cada Superunidad las rocas están ordenadas por edad, siendo las ubicadas abajo las más antiguas.

Asociaciones	Serie	Grupos de rocas
Anorogénicas	tholeíticas (subalcalinas)	basaltos toleíticos alcalinas, sienitas, nefelinitas, carbonatitas, etc.
Orogénicas	calco-alcalinas	tonalitas-trondhjemitas granodioritas monzonitas
	movilizados anatócticos	leucogranitos (pobres en agua) peraluminosas (ricas en agua) Tonalitas y granodioritas (ricas en agua)

Tabla 2. Esquema de asociaciones y series magmáticas de los granitoides de acuerdo a Lameyre y Bonin (1991).

El concepto de Superunidad fue creado para agrupar los plutones del Batolito de la Costa de Perú. Una síntesis de sus características se discute en Pitcher et al. (1985, p. 94). El concepto de Superunidad también incluye el concepto de cosanguineidad, y que está relacionada a una evolución magmática común, con una cierta coherencia química. Una Superunidad está constituida por Unidades, cada una de ellas representa un pulso magmático. Como mínimo una Unidad puede estar constituida por un plutón, no siendo raras las unidades constituidas por varios plutones.

En cada Superunidad hay una variación progresiva en la composición de los pulsos magmáticos pasando de composiciones intermedias a ácidas. La Superunidad que le sucede en el tiempo repite en forma similar este ciclo, pero a medida que la Superunidad es más joven, mayor es la proporción de rocas ácidas (Fig.12) que participan.

Es aconsejable que Suite o Superunidad sean empleados como herramientas de mapeo con la finalidad de agrupar los plutones en secuencias ígneas con similares características y edades relativas. De esta manera son equivalentes al término Grupo de la nomenclatura estratigráfica. Unidad es equivalente a Formación. Las variaciones en composición y textura en el interior de cada plutón son inherentes a la dinámica interna del plutón y se describen como facies.

Cada unidad se denomina con el nombre de la roca predominante y un nombre geográfico, que es en donde está mejor expuesta, por ej. Tonalita Pacho, Granodiorita Las Piedritas, etc. Una Superunidad se denomina con un nombre geográfico p. ej. Superunidad Santa Rosa, etc.

Otra denominación utilizada con frecuencia es la de Complejo. El Código Argentino de Estratigrafía, lo define así: "Unidad constituida por diversos tipos litológicos (sedimentarios, ígneos, metamórficos) dispuestos irregularmente o caracterizada por una estructura complicada en la que la sucesión original de las rocas que la componen no es reconocible". Es equivalente a Grupo y puede comprender varias unidades de menor rango.

La utilización de Complejo es apropiada para el mapeo de las rocas ígneas, que con frecuencia se presentan en diversos tipos de cuerpos ígneos, como por ejemplo diques, plutones e inclusive rocas extrusivas. La condición necesaria es que todas estas rocas se hayan formado como consecuencia de un periodo de actividad magmática definido en el espacio y en el tiempo. A pesar que esta última condición implica una cierta cosanguineidad, el término Complejo es descriptivo. El término Complejo es especialmente aplicable cuando los procesos ígneos se desarrollan en la interfase corteza-atmósfera, donde el magma puede formar cuerpos de diversos tamaños, formas y texturas. Así, por ejemplo, el Complejo plutónico volcánico Dos Lomas en región de La Esperanza, provincia de Río Negro (Fig. 10), está constituido por ignimbritas, diques, y plutones (Llambías y Rapela, 1984). El Grupo volcánico Farallón Negro también puede ser descripto como un Complejo ya que está constituido por diversas unidades ígneas: plutones, diques, brechas ígneas, coladas, filones capa, domos subvolcánicos, etc.

La forma de los batolitos es generalmente alargada, con relaciones axiales altas. Estas formas son comunes tanto a los batolitos de los bordes continentales activos como los batolitos de intraplaca. La longitud de los mismos puede ser del orden de centenares a miles de kilómetros con anchos que varían entre 30 y 80 km. El batolito andino (Fig. 13), con edades que van desde el Jurásico Superior hasta el Mioceno, tiene una longitud de unos 7000 km. Está subdivididos en varios batolitos: como p. ej. el batolito de la Costa de Perú, el batolito Patagónico, etc. En América del norte los batolitos también continúan a lo largo del margen activo (Fig. 14), como los batolitos de Baja California (Peninsular Ranges batholith), de Nevada, de Columbia Británica, etc. Debido al extraordinario desarrollo del batolito andino no es comparable con otros batolitos, comúnmente de menor extensión.

Los ambientes tectónicos a los cuales están relacionados los batolitos son de diverso tipo, pero

en forma sintética se los puede agrupar en batolitos orogénicos, asociados a margenes continentales activos, y batolitos anorogénicos, asociados a la intraplaca.

8.4.1. Batolitos orogénicos

Son los que se encuentran en los arcos magmáticos relacionados con los procesos de subducción. El batolito andino es un ejemplo de este tipo y los numerosos estudios realizados sobre el mismo en distintos sectores han permitido obtener un conocimiento detallado de su composición, petrología, relaciones tectónicas y edad. En los casos en los cuales durante la subducción se produce una colisión, p. ej. continente-continente los batolitos asociados a este proceso se denominan colisionales y sus características son diferentes a las de los batolitos relacionados a subducción simple.

El batolito andino (Fig. 13) está caracterizado por la abundancia de granodioritas y tonalitas, típicamente metaluminosas, calco-alcálicas. Las plagioclasas zonadas, anfíbol y biotita, junto con cuarzo y feldespato potásico son los minerales más característicos. En las rocas más máficas se encuentra piroxeno. Los enclaves microgranulares máficos son muy frecuentes, prácticamente se encuentran en todas las rocas con composiciones intermedias.

El batolito de la Costa de Perú ha sido extensamente estudiado durante los últimos 30 años (véase la síntesis de Pitcher et al., 1985). Está compuesto por varias Superunidades (Fig. 12) cuyas edades se extienden desde 102 hasta 37 Ma. Las rocas más antiguas del batolito son gabros (Superunidad Patap), muchos de ellos laminados, pero no se conoce con precisión si forman parte de la evolución del batolito o pertenecen a un evento previo. No se han hallado otros gabros dentro del batolito.

El batolito de Perú atraviesa diversas estructuras (Fig. 11): en el norte intruye a los esquistos pre-ordovícicos, en la parte central se encuentra en la cuenca sedimentaria Mesozoica, con un gran desarrollo volcánico contemporáneo con el batolito, y al sur corta el Macizo de Arequipa, con edades Proterozoicas. En la parte central de batolito la cuenca Mesozoica tiene una corteza muy joven, e incluso se está creando durante el emplazamiento del batolito (Atherton, 1990). Es aquí donde el batolito muestra su mayor volumen.

La composición es predominantemente tonalítica a granodiorítica, con escasa proporción de monzogranitos. Esta composición es común a otros batolito andinos, por lo cual se puede tomar como una generalidad. De acuerdo con Cobbing y Pitcher (1992) se puede estimar en el segmento Lima las siguientes proporciones relativas: gabbro-diorita 15,9 %; tonalita: 57,9% granodiorita: 25, 6 Granito 0,6%.

El batolito de Baja California (Peninsular Ranges batholith, Fig. 14) también es otro batolito intensamente estudiado. Tiene una longitud de 1000 km y está compuesto por numerosos plutones, con diámetros que varían entre 1 y 50 km (Silver y Chappell, 1988). Los plutones son alargados en el sentido del eje del batolito, el cual coincide con las estructuras más importantes de la caja. Enjambres de diques acompañan la intrusión de los plutones. El borde occidental del batolito intruye turbiditas y rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad Jurásica a Cretácica, estrechamente asociadas con la evolución del margen continental y con la evolución del batolito. En este sector el espesor de la corteza es muy delgado, de aproximadamente 15 km de espesor, contrastando con el borde oriental del batolito que es casi el doble. La parte central y oriental del batolito intruye rocas metamórficas y sedimentarias del Paleozoico y Mesozoico.

La composición del batolito es predominantemente tonalítica, y en segundo orden se encuentran las granodioritas. En menor proporción se encuentran gabros, gabros cuarcíferos, dioritas y monzogranitos. A diferencia del batolito de la Costa de Perú se observa una clara polaridad



Figura 13. Distribución del batolito andino, con edades que van desde el Jurásico superior hasta el Mioceno.

composicional, con un mayor enriquecimiento en SiO_2 , Na_2O y K_2O hacia el este (Gromet y Silver, 1987).

La edad del sector occidental está comprendida entre 118 y 125 Ma. Una cubierta sedimentaria del Cretácico superior se apoya sobre el batolito, indicando una rápida e intensa denudación que permitió su exhumación. El sector oriental es algo más joven, con edades comprendidas entre 80 y 105 Ma. Este rejuvenecimiento en edad hacia el interior del continente es común a otros segmentos del batolito andino, como sucede en el sector central y norte de Chile donde los cuerpos intrusivos disminuyen en edad desde la Cordillera de la Costa (Jurásicos a Cretácico inferior) hacia el interior (Cenozoico). En el batolito de la Costa de Perú no se ha observado este rejuvenecimiento, sin embargo, el batolito de la Cordillera Blanca se encuentra al este del de la Costa y su edad es Mioceno, indicando en cierta manera un desplazamiento de la edad hacia el interior.

El batolito Patagónico es otro de los grandes batolitos que integran el batolito Andino. Aflora mayormente en la Cordillera Patagónica que comparten Argentina y Chile, entre los 46 y 55°S. Está compuesto por innumerables plutones cuyas edades se encuentran comprendidas entre 165 y 11 Ma, pero con un pico de máxima actividad entre 120 y 70 Ma (Bruce et al., 1991). Las rocas predominantes

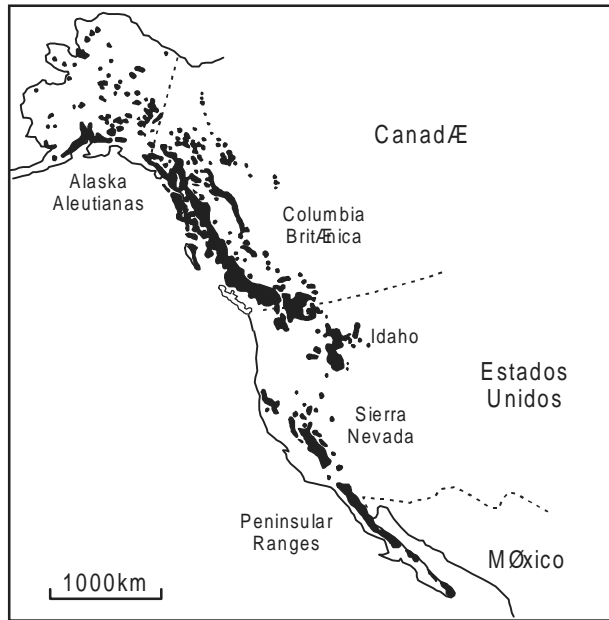


Figura 14. Distribución de los batolitos Cretácico-Cenozoicos más importantes de América del Norte y las denominaciones más frecuentemente utilizadas.

son tonalitas y granodioritas. Las dioritas y gabros y noritas se encuentran en proporciones subordinadas, pero son algo más abundantes que en otros batolitos. Los monzogranitos son bastante escasos, aunque en algunas áreas son algo más abundantes (Nelson et al., 1988). Sin embargo, es difícil estimar la composición global del batolito debido a la inaccesibilidad del terreno. No obstante, Nelson et al., 1988; Weaver et al., 1990) han estimado que las rocas más abundantes son tonalitas (35 a 45%) mientras que los granitos no superan el 20%. Diques máficos de grano fino a afaníticos están presentes en todo el batolito. Su composición varía desde basaltos hasta andesitas anfibólicas. En conjunto la composición es un poco más máfica que la del batolito de la Costa de Perú.

Los batolitos relacionados con colisiones tienen composiciones más silíceas que los andinos y están formados por una amplia mayoría de granitos, que en muchos casos son leucocráticos. Son típicamente peraluminosos. No forman batolitos de grandes extensiones, como los descriptos, sino que forman plutones de diversos tamaños, con formas laminares, intercalados entre las láminas de corrimiento. En el Himalaya (Fig. 15), que resulta de la colisión entre la India y Asia, que opera desde el Eoceno, la actividad magmática sin-colisional no es abundante, aunque se han reconocido en la placa India diversos plutones de edad miocena. Sus cajas son rocas sedimentarias, y metamórficas de grado medio, con abundante cianita y sillimanita. El metamorfismo es una consecuencia de la colisión, afectando a las rocas sedimentarias jurásico-cretácicas. La característica principal de este metamorfismo es que está invertido, es decir el grado bajo se encuentra en el piso y el grado medio a alto en el techo. Uno de los plutones del Himalaya que ha sido estudiado en detalle es el de Manaslu, cuya edad es Mioceno Superior. Consiste en una lámina compuesta por leucogranitos ricos en muscovita, con biotita escasa y turma-

lina como accesorio más abundante. Posee una laminación interna de origen magmático dada por el agrupamiento de micas y turmalina. Sobre esta foliación se impuso una foliación tectónica con similar orientación. Se estima que la intrusión del granito está asociada a la tectónica de corrimiento y se lo puede caracterizar como sin-cinemático (Le Fort et al., 1987; Harrison et al., 1999). En el bloque de Lhasa, situado en la cadena tanshimalaica, y que está separado de la placa India por los complejos ofiolíticos correspondientes a la sutura, se encuentra el batolito transhimalaico (120-40 Ma) y una serie de volcanitas calco alcalinas y potásicas y ultrapotásicas del Mioceno (Miller et al., 1999).

Algunos batolitos se desarrollan con posterioridad al procesos orogénico y se relacionan con los procesos que suceden a la deformación. Después de una orogénesis se produce un alivio mecánico, pasando del acortamiento lateral causado por la compresión a una extensión. Durante este periodo de extensión, que puede durar bastante más de 20 Ma, la actividad magmática puede ser intensa. Es la época en que se forman los **batolitos post-orogénicos** y los plateau riolíticos. La composición de estos batolitos es predominantemente monzogranítica, con granodioritas subordinadas. En este sentido son diferentes a los batolitos orogénicos. Los plutones están alineados a lo largo de fracturas y los plutones más tardíos tienen secciones circulares, con escaso desarrollo de diques anulares de similar composición. La extensión de estos batolitos es menor que la de los batolitos orogénicos. El batolito de Colangiül, Pérmico superior a Triásico inferior es un ejemplo de un batolito post-orogénico, que sucede a la fase orogénica San Rafael, del Pérmico inferior. Los batolitos de la sierra de San Luis pueden ser conside-

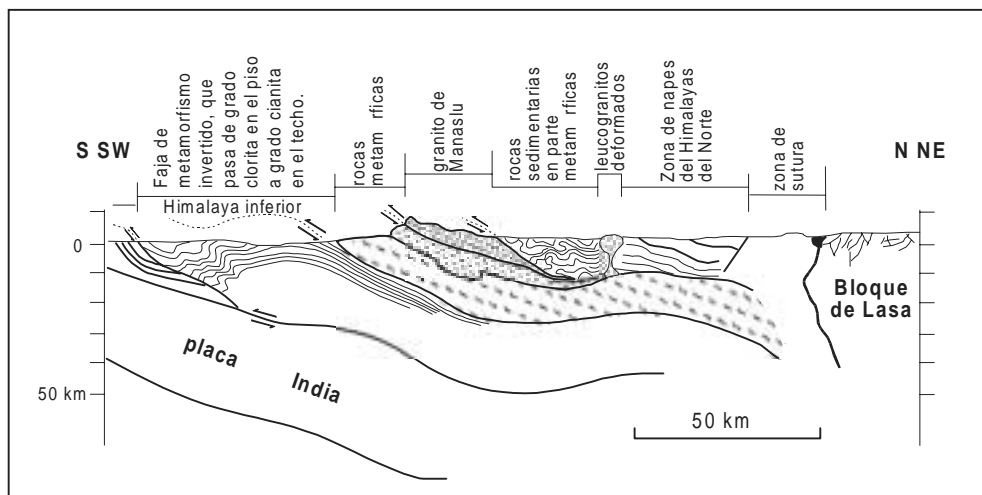


Figura 15. Perfil esquemático, con indicación de los granitos y estructuras más importantes del Himalaya en Nepal, según la síntesis de France-Lanord y Le Fort (1988). Los granitos están deformados y en parte han sido transformados en ortogneises. En su mayoría son leucogranitos peraluminosos con biotita y muscovita.

rados como post-orogénicos tardíos (Llambías et al., 1998). Tienen una edad devónica, y se intruyeron durante la etapa de ascenso que sucedió a la orogénesis ordovícica.

8.4.2. Batolitos anorogénicos o de intraplaca

Los batolitos que se encuentran en intraplaca son también denominados anorogénicos, porque no están relacionados a procesos orogénicos. Se encuentran en estrecha relación con estructuras de rifts. Están constituidos por complejos intrusivos centrados, con abundantes diques anulares. Cuando estos complejos están alineados forman verdaderos batolitos con formas alargadas, acordes con las estructuras lineales que controlaron su emplazamiento.

Tienen menor extensión que los batolitos calco-alcálicos de los arcos magmáticos. La composición es per-alcálica a alcálica y mayormente están formados por granitos hipersolvus, lo cual significa que se han formado a altas temperaturas y con bajo contenido de agua. A veces forman asociaciones bimodales, con participación de rocas básicas junto con las ácidas. También asociados a rifts se encuentran complejos centrados máficos alcálicos como son los complejos cretácicos de Brasil, este de Bolivia y Paraguay.

Los plutones tienen secciones circulares y son comunes los diques anulares, a veces con texturas típicas de rocas volcánicas. Por esta razón forman complejos plutono- volcánicos, como es el caso de los complejos centrados plutónico-volcánicos del graben de Oslo o del rift de Nigeria.

Los complejos anulares volcánico-plutónicos triásicos a jurásicos del norte de Nigeria constituyen una provincia granítica per-alcálica a alcálica que ha sido intensamente estudiadas (Bowden et al., 1987) por sus asociaciones con mineralizaciones de estaño, uranio, niobio y tierras raras. Están relacionados a las estructuras extensionales producidas durante la apertura del océano Atlántico. Entre todos los numerosos complejos de esta región se destaca el de Sara-Fier (Fig. 4), que constituye un pequeño batolito de 50 km de largo por 10 de ancho, compuesto principalmente por varios plutones de granitos álcali-feldespáticos, per-alcálicos, y en menor proporción por sienitas (Turner, 1963). Cada plutón mayor forma parte de un complejo centrado con abundantes diques anulares de traquitas, riolitas y rocas con texturas granulares finas. Se han distinguido varios centros cuya edad disminuye hacia el sudeste. El complejo de Ririwai (Kinaird et al., 1985), que también forma parte de la provincia granítica de Nigeria, está constituido por granitos metaluminosos y peraluminosos, conjuntamente con riolitas y basaltos (Fig. 16). El complejo tiene sección circular, con un diámetro de 12 km.

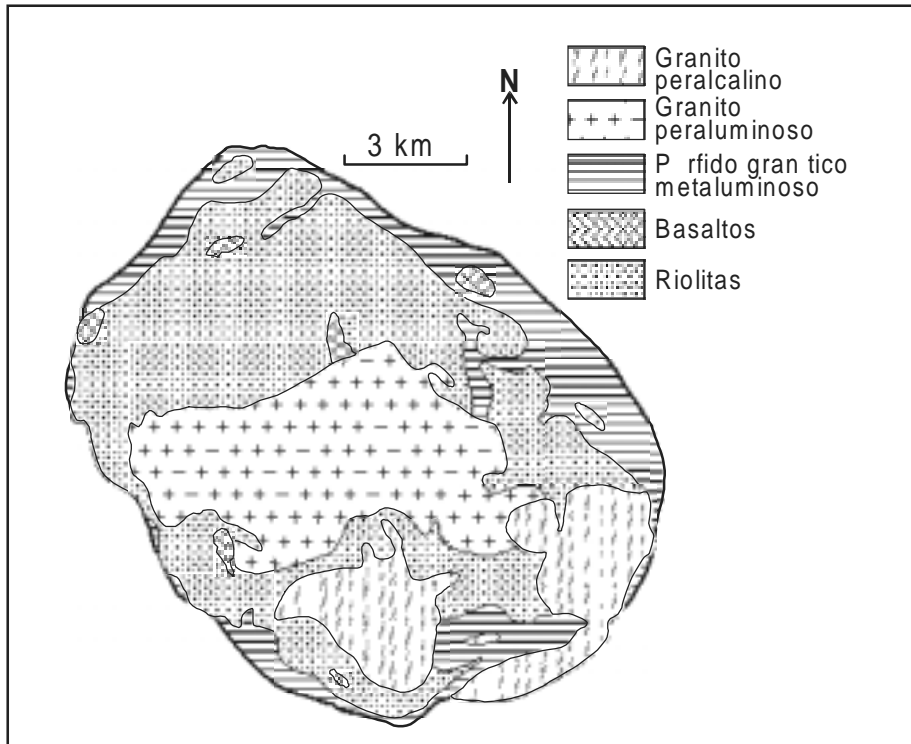


Figura 16. Mapa geológico del complejo centrado de Ririwai, en el norte de Nigeria, según Kinnaird et al. (1985). Consiste en una asociación bimodal compuesta por basaltos y riolitas. También se presentan en forma conjunta granitos peralcalinos y peraluminosos.



Lámina 1. Fracturación térmica en la roca de caja del plutón de granito Chita, batolito de Colangiül. Las venas que se encuentran en la parte superior de la fotografía tienen 8 cm de espesor. Están constituidas por cuarzo, albita, muscovita, topacio y fluorita.



Lámina 2. Diques sin-magmáticos constituidos por aplitas alojados en un granito con megacrystales de feldespato potásico. El espesor no supera los 40 cm. Los diques no son continuos, tienen un recorrido relativamente irregular y el contacto es una superficie cohesiva. Estas características los diferencian de los diques comunes, cuyos contactos no son cohesivos. Granito Curacó, provincia de La Pampa.



Lámina 3. Diferenciados magmáticos tardíos con formas de miarolas. Los núcleos son huecos, indicando que se formaron a partir de un sistema acuoso con participación de una fase gaseosa. Granito Los Puentes, facies de grano fino, batolito de Colangüil, provincia de San Juan.



Lámina 4. Los techos de los plutones intruidos en la parte superior de la corteza frágil son con frecuencia planos y horizontales. Estas características no dependen de la estructura de la roca de caja. Arriba, techo del plutón de granito Chita, batolito de Colangüil. La roca de caja son sedimentitas plegadas de la Formación Agua Negra, del Carbonífero superior a Pérmico inferior. Abajo, se observa el techo de un plutón de granodiorita intruido en una diorita, que aparece con una coloración más oscura. Batolito de la Costa de Perú, Segmento Lima.

CAPÍTULO 9

Procesos y rocas volcánicas

9.1. Introducción

Los procesos volcánicos son frecuentes, poniendo de manifiesto que la Tierra aun conserva suficiente energía para expulsar el magma a la superficie. El interés por el estudio de los volcanes no es exclusivamente geológico ya que tienen una gran incidencia en el desarrollo del clima y al bienestar de los pueblos radicados en las cercanías de volcanes activos. Las erupciones y los procesos secundarios asociados a ellas, como los tsunamis y los lahares, pueden resultar catastróficas para el hombre. Basta con recordar las erupciones que sepultaron las poblaciones de Akrotiri, al pie del volcán Santorini (1650 antes de Cristo), Pompeya, al pie del Vesubio (79 después de Cristo), Saint Pierre de Miquelon, al pie del Mount Pelée, Martinica (1902), el tsunami causado por la erupción del Krakatoa en 1883, o la corriente de barro proveniente del volcán Nevado del Ruiz, que sepultó a la ciudad de Armero, Colombia, en 1985. Los volcanes también está estrechamente asociados a la economía como generadores de yacimientos minerales, como fuentes de rocas de aplicación y de energía geotérmica. Sobre los diversos aspectos de los procesos volcánicos se han escrito numerosos artículos y libros y el progreso científico alcanzado ha permitido predecir con bastante precisión algunas erupciones, salvando la vida de miles de personas. En este capítulo solo haremos una breve síntesis de los procesos volcánicos, ya que existen una extensa bibliografía al respecto a la cual puede recurrir el lector para ampliar sus conocimientos (Teruggi, et al.1978; Fisher y Schmincke, 1984; Mazzoni, 1986; Cas y Wright, 1987; Jaupart y Tait, 1990; Martí y Araña, 1993; Druitt, 1998; Mader, 1998; Sparks et al, 1997; Woods, 1998; Sigurdsson et al., 2000; Legros et al., 2000).

La enorme cantidad de rocas extrusivas que se encuentran en la superficie de la corteza, revela que una gran parte de los materiales fundidos formados en la base de la litósfera han tenido que ascender varias decenas de kilómetros. Para ello es necesario disponer de un presupuesto de energía adecuado, suficiente para superar la gravedad y las fuerzas de fricción. Sin embargo, la cantidad de energía disponible en la litósfera rara vez se encuentra en exceso, aunque sí en suficiente cantidad para permitir que el magma pueda llegar a la superficie. Las limitaciones en la cantidad de energía se pueden comprobar por la altura de los edificios volcánicos, que no sobrepasan los 3000 a 4000 m sobre la superficie. Mayores alturas tienen algunos de los edificios volcánicos que se encuentran en el interior de las placas oceánicas, pero en estos casos una gran parte del edificio volcánico se encuentra debajo del agua, que tiene mayor densidad que el aire. Además, están relacionados a plumas térmicas que accionan sobre una litósfera de menor espesor que en los continentes. Estas condiciones permiten alcanzar a algunos de esos volcanes alturas de alrededor de 6.000 m sobre el fondo del mar.

Una de las características más sobresalientes en la evolución de un volcán es que cada uno de los episodios eruptivos se desarrolla con una rapidez que es poco frecuente entre los procesos geológicos. Las erupciones de grandes volúmenes de magma, que a veces alcanzan hasta cente-

nares de kilómetros cúbicos, solo duran unos pocos días, e incluso pocas horas. El caudal que se extruye es con frecuencia de varias toneladas por segundo. A diferencia de los demás procesos geológicos, que duran cientos de miles a millones de años, cada episodio eruptivo presupone una altísima concentración de energía en un tiempo muy corto. Pero para evitar una confusión, debemos aclarar que la rapidez con que se producen los episodios eruptivos no significa que el volcán se haya formado en un breve tiempo. Por el contrario, su desarrollo completo tiene una duración que puede llegar a ser similar a la de la cámara magmática, la cual puede permanecer activa por más de un millón de años, en particular si es realimentada por sucesivas inyecciones provenientes de reservorios más profundos.

Cuando el magma llega a la interfase corteza - atmósfera puede fluir como una lava, en la cual el material fundido sale entero (Lám. 1), es decir no fragmentado, o puede fragmentarse (Lám. 2). Este último proceso se produce por la separación de la fase volátil del fundido, con la formación de burbujas, proceso que se conoce como *vesiculación*. Cuando la presión interna de las burbujas supera la resistencia de los tabiques que la limitan, explotan produciéndose la *fragmentación* del magma, dando origen a los *vitroclastos* o *piroclastos* que componen la *columna eruptiva* o *pluma eruptiva* (Fig. 1).

Las sucesivas acumulaciones de magma, ya sea fragmentado o no fragmentado, en el entorno del *conducto ígneo* van formando progresivamente el *edificio volcánico* o simplemente el volcán. Su forma y tamaño dependen de numerosas variables, en particular de aquellas que se relacionan con la clase de energía que desencadenó la erupción. En líneas generales, y desde un punto de vista físico, la forma del volcán depende del ángulo de reposo con que se acumulan las partículas, bloques, y lavas, las cuales dependen de la viscosidad de los fundidos magmáticos y de la naturaleza del material fragmentado.

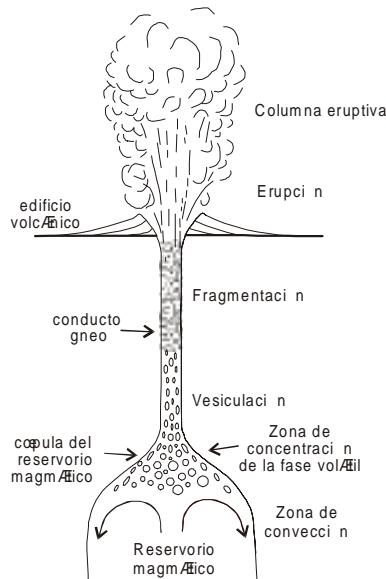


Figura 1. Esquema de una erupción volcánica a partir de un reservorio magmático superficial. Las corrientes convectivas en el interior de la cámara magmática concentran la fase volátil en la cúpula aumentando la presión interna y fracturando el techo. Las fracturas que llegan hasta la superficie producen una brusca caída de la presión que favorece la saturación. El magma vesicula y en los niveles superiores del conducto se produce la fragmentación. El material piroclástico es expulsado con violencia formando la columna eruptiva.

9.2. Estilos eruptivos

Las variadas fuentes de energía que posibilitan una erupción condicionan los estilos eruptivos y modelan las formas de los volcanes. Los estilos eruptivos son de diversa naturaleza y su amplia variedad se debe a las innumerables combinaciones que se registran en los procesos de fragmentación y en su grado de explosividad. Los extremos van desde magmas que no fragmentan hasta magmas cuya fragmentación es altamente explosiva, con una proporción de gas/partículas sólidas muy alta. Los estilos de erupción se pueden agrupar en: *hawaiano*, *estromboliano*, *vulcaniano*, *pliniano* y *surtseyano*. Un estilo adicional corresponde a las erupciones *freatomagnéticas* o *hidromagnéticas*, que se producen en las áreas continentales por el contacto del magma con agua meteórica. Consisten en erupciones de una violencia extrema, catastróficas, de muy corta duración, de apenas minutos. Dan origen a columnas eruptivas efímeras y si las explosiones son laterales a oleadas piroclásticas.

A pesar de la aparente sencillez en la clasificación de los estilos eruptivos, no es una tarea sencilla identificar una erupción con uno de esos estilos, debido a los rápidos cambios que se producen durante la erupción y a la multiplicidad de factores que intervienen. Los estilos eruptivos más importantes son los siguientes:

Erupciones hawaianas. El estilo de erupción hawaiano se caracteriza por una muy elevada proporción de lavas respecto a productos piroclásticos. La composición predominante es basáltica. Las erupciones son tranquilas, muy poco explosivas, y están constituidas por lavas muy fluidas. La participación de material piroclástico es muy reducida y se circunscribe a los alrededores de la salida o boca del conducto, donde forma un cono de escasa altura de bloques y bombas cementados por lava. La forma de los volcanes asociada a este tipo de erupción es en escudos, caracterizados por escasa altura y gran extensión lateral. El ángulo de reposo con que se depositan las lavas es bajo, de apenas unos pocos grados.

Las erupciones de tipo hawaiano provienen de cámaras magmáticas profundas, situadas con frecuencia en el manto.

Erupciones estrombolianas. Las erupciones estrombolianas son mucho menos explosivas que las plinianas y se producen por la vesiculación y la fragmentación de magmas poco viscosos, de composiciones basálticas a andesíticas. El nombre proviene del volcán Stromboli, en el Mediterráneo. Como consecuencia de la baja viscosidad, el magma posee alta ductilidad, por lo cual las burbujas pueden crecer fácilmente. Esta propiedad permite que varias burbujas se una entre sí, adquiriendo un gran tamaño, de hasta varios metros de diámetro. Por este motivo la fragmentación afecta a grandes volúmenes de magma generando una erupción parcialmente explosiva, con emisión de abundantes lavas y con gran cantidad de bombas y bloques. El material piroclástico de grano fino es escasos. La altura de la columna es baja y la trayectoria de las bombas es de tipo balística, por lo cual se acumulan en un área restringida. La erupción de andesitas basálticas del volcán Parícutín, México, ocurrida en 1942, es un típico ejemplo de erupción estromboliana.

Las erupciones estrombolianas pueden corresponder a erupciones provenientes de cámaras profundas o semiprofundas (no menos de 6 km de profundidad). Sus características de explosividad y erupción son intermedias entre las del estilo hawaiano y las vulcanianas. En consecuencia, la morfología de los volcanes es también intermedia.

Erupciones vulcanianas. Son erupciones explosivas, de muy alta velocidad, de hasta 400 m s⁻¹, que se suceden con intervalos de unos pocos minutos. La columna eruptiva está constituida por piroclastos, abundantes litoclastos, bombas, gases y vapor de agua. Las columnas eruptivas son de mediana altura, de alrededor de 10 km, pero alcanzan hasta 20 km (Sparks et al., 1997, p.

29). Su elevada explosividad se explica por la interacción con cuerpos de agua. Las erupciones vulcanianas también se asocian al colapso de domos en crecimiento, que taponan el conducto, permitiendo la concentración de presiones elevadas en el conducto volcánico. La rotura del domo provoca la inmediata liberación de esa presión. Las erupciones vulcanianas son propias de los magmas con composiciones intermedias, andesitas y en menor proporción basaltos, y las rocas son ignimbritas, tobas, depósitos de oleadas piroclásticas, coladas, e incluso lahares.

Erupciones plinianas. Son erupciones con una alta proporción de material piroclástico, producto de una fuerte explosión, que forma una columna eruptiva de gran altitud. Están asociadas a magmas viscosos, con composiciones que varían desde andesíticas a riolíticas. En la parte superior de la columna, cuando la densidad de la misma es igual a la de la atmósfera a esa altura, se desparrama lateralmente formando un sombrero (Fig. 2), comúnmente denominado *paraguas (umbrella)*. En este tipo de erupciones son frecuentes los depósitos de caída, que provienen del sombrero y que abarcan una amplia extensión, en ocasiones alcanzan dimensiones continentales.

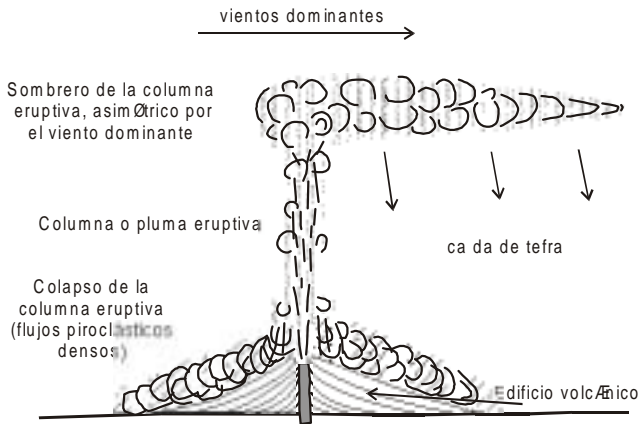


Figura 2. Esquema de una erupción a partir de un reservorio magmático poco profundo. La columna eruptiva es de tipo pliniana con colapso de su parte basal. El sombrero o paraguas se forma porque se equilibran las densidades del material piroclástico, muy diluido con aire, y la atmósfera. Las corrientes convectivas dentro del reservorio renuevan en la cúpula los volátiles que se descargan durante la erupción, contribuyendo a la periodicidad de las erupciones.

Durante una erupción pliniana, cuya duración es de horas o a lo sumo un par de días, se extruyen extraordinarias cantidades de magma, del orden de 10^{11} a 10^{14} kg, con volúmenes, equivalentes a roca densa, de $0,1$ a 150 km³. El caudal de descarga es del orden de 10^3 a 10^5 m³ s⁻¹ a velocidades de decenas a cientos de m s⁻¹ (Mader, 1998).

El nombre de pliniano proviene de la erupción del Vesubio, Italia, ocurrida en el año 79 después de Cristo, y que fue descrita detalladamente por Plinio El Joven, quien comparó la forma de la columna eruptiva con los pinos de la campiña romana. La altura de la columna eruptiva, alcanzó entre 27 y 33 km, y se mantuvo durante 19 horas (Carey y Sigurdsson, 1987). La erupción del Quizapu, ocurrida en 1932, situado en Chile a pocos metros de la frontera con Argentina en el sur de Mendoza, debido a los vientos dominantes afectó mayormente a Argen-

tina, alcanzando las cenizas a Río de Janeiro. La altura de la columna eruptiva fue de 27 a 30 km y su duración de 18 horas, con un caudal de descarga de $60.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Hildreth y Drake, 1992).

Las erupciones *subplinianas* son similares a las plinianas, pero tienen una menor intensidad eruptiva. La columna eruptiva alcanza menor altura, menor a 20 km y están asociada a la formación de domos y oleadas piroclásticas. Representan un estilo intermedio entre el pliniano y el vulcaniano. En ambos tipos eruptivos las rocas predominantes son las ignimbritas, los depósitos de caída y brechas.

Los volcanes asociados a este tipo de erupciones tienen las laderas entre 30 y 40°. Están constituidos por la superposición de flujos piroclásticos, depósitos de caída y lavas, por lo cual se denominan estratovolcanes.

Las erupciones plinianas y subplinianas son catastróficas y muy destructivas. Su peligrosidad se debe al carácter explosivo y al gran volumen de material arrojado a la atmósfera en unas pocas horas.

Erupciones *surtseyanas* Son erupciones muy explosivas, catastróficas, que se producen por el contacto del magma con grandes volúmenes de agua. El nombre proviene de la erupción del volcán Surtsey, una isla volcánica al sur de Islandia, que hizo erupción en 1963, por debajo de la superficie del mar. El agua de mar se mezcló con el magma basáltico produciendo espectaculares explosiones y dando lugar a la formación de abundante ceniza volcánica junto con bloques de muy diverso tamaño, sin ningún tipo de selección. La violenta erupción de la isla volcánica de Krakatoa, al oeste de Java, en 1883, pudo haber sido de este tipo, aunque la abundante proporción de material pumíceo parecería indicar que la vesiculación del magma se habría producido en el interior del conducto y la explosión no habría estado directamente relacionada con el agua de mar.

Erupciones *freatomagmáticas* Son erupciones muy violentas, de alta explosividad, de muy corta duración y de un poder destructivo tremendo. Las erupciones de este tipo se producen cuando la columna magmática intercepta un lago o cualquier otro depósito de agua. Son típicas de ambientes continentales y por su interacción con el agua se denominan erupciones freatomagmáticas o hidromagmáticas. Forman los volcanes denominados *maares*, que consisten en una parte central más o menos hueca, rellena por brechas, producida por la explosión, rodeada por un anillo de rocas piroclásticas finamente laminadas (véase Fig. 15).

9.3. Requerimientos energéticos para el ascenso del magma

Una de las características más importante que influye en la morfología del edificio volcánico es la ubicación del reservorio magmático que lo alimenta. En algunos casos, como p. ej. en algunas erupciones basálticas, se ha podido comprobar que el reservorio se encuentra a profundidades de 50-60 km o aún mayores. En estos casos el magma debe atravesar la parte más externa del manto y toda la corteza para llegar a la superficie. En otros casos, como p. ej. en los complejos volcánicos centrados o en los estratovolcanes, tan abundantes en los Andes, el reservorio magmático se encuentra en la corteza superior, a unos pocos kilómetros de la superficie. En estos casos la dinámica interna del reservorio, como por ejemplo las corrientes convectivas, la difusión y segregación de la fase volátil, y la realimentación del reservorio por el ingreso de nuevas inyecciones de magma, tiene una profunda influencia en la forma y dimensión del edificio volcánico.

La viscosidad del magma está estrechamente relacionada con los requerimientos energéticos. Esto se debe a que cuanto mayor es la viscosidad del magma menor es su fluidez, por lo cual se requerirá de un mayor presupuesto energético para su desplazamiento (véase el capítulo

Propiedades Físicas del Magma). Esta relación concuerda con la abundancia relativa de los diferentes tipos de rocas volcánicas en la superficie. Las rocas basálticas, cuyos fundidos son los que poseen menor viscosidad, son las que se encuentran en mayor proporción. En este sentido se debe mencionar que prácticamente constituyen una gran parte de la corteza oceánica, la cual a su vez, debido a los procesos de subducción se ha reciclado varias veces durante la historia geológica.

El incremento de energía necesario para movilizar el magma de un lugar a otro puede ocurrir por diferentes causas:

1) Diferencia de densidad: Si la densidad del magma es menor respecto de las rocas que lo rodean, genera esfuerzos verticales que le permiten ascender. Para ello se requiere que la litósfera posea una permeabilidad adecuada. De no ser así se genera en el cuerpo magmático una presión mayor que la litostática.

2) Disminución brusca del gradiente de presión de entre el cuerpo magmático y los niveles superiores de la litósfera. Es el clásico ejemplo de la liberación brusca de la presión, como cuando se abre la puerta de un avión en vuelo o cuando se abre en alta montaña una lata de conservas envasada a presión normal. Si lo que contiene la lata es un fluido y la abertura tiene un diámetro pequeño, se produce un spray que la drena hasta que se alcanzan a equilibrar las presiones. Lo mismo sucede cuando una cámara magmática se conecta con la superficie a través de una fractura. El magma es succionado hacia la superficie hasta equilibrar las presiones. En muchos casos la caída del potencial de presión es la cantidad energía suficiente que requiere el magma para llegar a la superficie. En numerosos casos este aumento transitorio en la energía del sistema no está acompañado por un aumento en la temperatura, por lo cual la energía que provoca la erupción proviene exclusivamente del cambio de presión.

3) Incremento del gradiente de temperatura: Puede ser originado por la acción de una pluma térmica en la base de la litósfera, aumentando localmente el gradiente geotérmico. Las consecuencias de esta acción son el adelgazamiento de la litósfera térmica y la disminución de la resistencia a la fracturación, que facilita la formación de fracturas. La formación de fracturas aumenta la permeabilidad de la litósfera, requisito indispensable para el desplazamiento del magma.

4) Aumento de la temperatura del reservorio magmático: La temperatura de los reservorios magmáticos puede aumentar por el ingreso de un magma con mayor temperatura. Este último proceso ha sido invocado en varias oportunidades como el mecanismo que desencadenó algunas erupciones de grandes volúmenes de ignimbritas.

5) Saturación del magma en los componentes de la fase volátil: Cuando el magma se satura en agua se forma una fase vapor, desarrollando burbujas e incrementando drásticamente el volumen del sistema. En muchos casos se ha explicado el origen del agua del magma provendría de la disolución del agua meteórica. Sin embargo, este proceso es difícil de concretarse, porque cuando se establece un gradiente térmico en los alrededores de un cuerpo ígneo, el agua migra hacia las zonas más frías, y de esta manera se aleja en vez de ingresar en el magma. La única agua meteórica que podría ser incorporada al magma es la que proporcionan los bloques incorporados por stoping, siempre y cuando este proceso sea lo suficientemente rápido como para evitar que el agua de la caja migre hacia las zonas más frías. Las cúpulas de las cámaras magmáticas generalmente contienen mayor cantidad de agua que el resto del cuerpo, favoreciéndose el aumento de la presión en este sector. Si la parte superior del cuerpo magmático, rico en agua, se extruye, las corrientes convectivas de la cámara magmática tienden a restablecer las condiciones previas a la erupción. De esta manera se puede explicar la periódica actividad de los episodios eruptivos que forman parte de la historia del volcán. Los intervalos a veces duran cientos de miles de años, dependiendo del tamaño de la cámara. Cuanto mayor es el intervalo, mayor es la

posibilidad de una erupción de gran volumen.

De los 5 procesos mencionados, el primero puede invocarse para explicar el ascenso del magma, pero no para desencadenar una erupción. Esto se debe a la lentitud con que opera, que no está en concordancia con la rapidez con la cual operan los procesos eruptivos.

La interacción del magma con el agua meteórica es un proceso de naturaleza diferente al descrito en el punto 5). El agua meteórica puede estar contenida en un acuífero, un lago o formar parte de un glaciar o un campo de nieve. Debido a la rapidez con la cual el magma se pone en contacto con el agua, no hay tiempo suficiente para que el nuevo gradiente térmico permita la migración del agua hacia zonas más frías. Por lo tanto, al quedar atrapada dentro del magma aumenta en forma instantánea su volumen, desarrollándose una fase explosiva violenta. A veces, en estos casos, el aumento de la energía es tan alto que da lugar a las erupciones de alta explosividad, denominadas freatomagmáticas, que se caracterizan por una violencia poco común. Debido al instantáneo incremento de la energía se forma una onda explosiva y el material se transfiere lateralmente, dando lugar a los depósitos de *oleadas piroclásticas* (surge), caracterizados por una elevada proporción de gas y escasa proporción de partículas. Desde un punto de vista hidráulico, un *surge* es la variación en la velocidad y en la presión de un fluido a intervalos que no necesariamente son periódicos. Las oleadas piroclásticas se pueden originar en erupciones centrales o en cualquier parte de los flujos piroclásticos. Es frecuente que durante el avance de un flujo piroclástico se produzcan en su interior violentas explosiones que dan lugar a oleadas piroclásticas que se separan del flujo.

9.4. Edificios volcánicos relacionados a reservorios magmáticos profundos

Los reservorios magmáticos profundos son los que se encuentran en el manto y con menos frecuencia en la base de la corteza. Los edificios volcánicos resultantes están caracterizados por una elevada proporción de lavas respecto a los materiales fragmentarios, los cuales no superan el 1-5 % del volumen total de las erupciones.

Los requerimientos básicos para que el magma pueda desplazarse desde los reservorios profundos hasta la superficie son: 1) baja viscosidad del fundido; 2) velocidad de desplazamiento elevada, la cual está estrechamente ligada al punto anterior. Si la velocidad fuera baja, se congelaría en el camino; 3) presencia de un conducto (o un sistema de conductos) capaz de transportar el magma. Los magmas basálticos debido a su baja viscosidad cumplen perfectamente con los dos primeros requisitos.

Uno de los mayores problemas para explicar el ascenso del magma desde el manto es que debe atravesar la corteza inferior, cuyo comportamiento reológico a tasas bajas de deformación, es el de un cuerpo dúctil, contrastando con la corteza superior y el manto, que son rígidos. Con estas características es aparentemente difícil que se puedan formar fracturas en la corteza inferior. Sin embargo, la corteza inferior también se puede comportar como un cuerpo rígido en los casos en que las velocidades de deformación son altas. Un ejemplo característico de una alta tasa de deformación es la propagación de fracturas, que es del orden de varios metros por segundo. Si las fracturas comienzan a desarrollarse en el manto o en la corteza superior, cuyo comportamiento es normalmente frágil, al ingresar en la corteza inferior continuarán con su alta tasa de deformación, por lo cual esta se comportaría como un cuerpo rígido. Una vez finalizado el episodio que dio origen a las fracturas, las mismas podrían permanecer durante largo tiempo en la corteza superior y en el manto, pero desaparecerían en la corteza inferior como consecuencia de la deformación dúctil.

La forma del edificio volcánico resulta del apilamiento de sucesivas coladas, cuyo ángulo de reposo es bajo, del orden de unos pocos grados, porque las lavas tienen baja viscosidad. La proporción de material piroclástico es escasa debido al reducido proceso de vesiculación y fragmentación. Esto se debe al bajo contenido de agua disuelta en los magmas basálticos.

Los edificios volcánicos pueden estar constituidos por un único cono piroclástico y una colada, denominándose en estos casos *volcanes monogénicos* (Fig. 3). En otros casos los edificios están constituidos por varios conos conformando un *escudo volcánico* cuya altura es pequeña si se la compara con la gran extensión lateral. Un cono volcánico está constituido por escorias, bloques y bombas volcánicas de diversos tamaños (Láms. 5 y 6), y cementados por lava. Rara vez superan los 300 m de altura y en la mayoría de los casos sólo emiten una única colada. Los conos tienen forma de herradura, denominados *conos aportillados*, porque la parte que falta ha sido arrastrada por la colada (Fig. 3).

Las coladas pueden derramarse sobre superficies cuyas pendientes pueden ser tan pequeñas como de 1 a 2 grados y aún así, recorren distancias de más de 50 km. Los espesores de las coladas sobre superficies planas son de unos pocos metros, del orden de 2 a 6 m, aumentando sobre las depresiones topográficas. De acuerdo con la morfología y la estructura interna las coladas se dividen en dos grandes grupos: las coladas *tipo aa y pahoehoe*, ambos nombres provie-

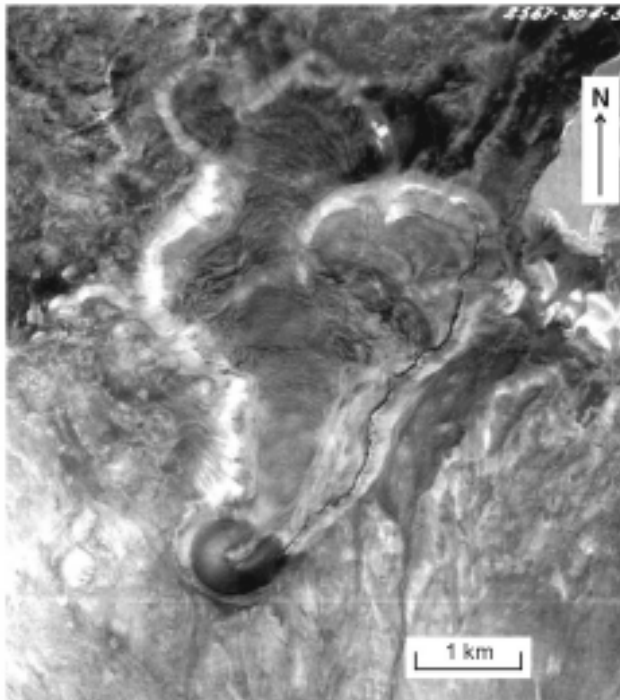


Figura 3. Colada de basalto y cono aportillado. Es un ejemplo de un volcán monogénico constituido por una única colada. Cerca del cerro Bonete, noroeste de San Juan.

nen del idioma nativo de la isla de Hawai (Fig. 3).

Las lavas tipo aa (Lám. 3) avanzan por un *canal principal* con *albardones* a ambos lados (Figs. 4 y 5a). En sus fases distales pueden abrirse en forma de abanico si la topografía del terreno es apropiada. Los canales son los lugares por donde la lava ha fluido con mayor velocidad. Están constituidos en su parte superior por bloques sueltos. Los albardones están compuestos por bloques, bombas y material escoriáceo cementados por la lava. A veces las superficies de los bloques que se encuentran en el canal tienen espejos de fricción y gruesos surcos provocados por el rozamiento entre ellos. Ejemplos de coladas tipo aa se encuentran en las erupciones basálticas adventicias ubicadas en los flancos del Volcán Payún Matrú, provincia de Mendoza (Llambías, 1966; González Díaz, 1970).

Las lavas pahoehoe (Figs. 5b y 6, Lám. 4) tienen una morfología diferente a la de las lavas aa, lo cual se debe a que se desplazan con menor velocidad que las lavas aa. La efusión de una colada pahoehoe se produce en pulsos sucesivos, con una periodicidad inferior a la del tiempo que tardaría cada uno de ellos en congelarse. Por esta razón la lava se acumula progresivamente en las cercanías del conducto hasta que el apilamiento adquiere un cierto volumen que desencadena

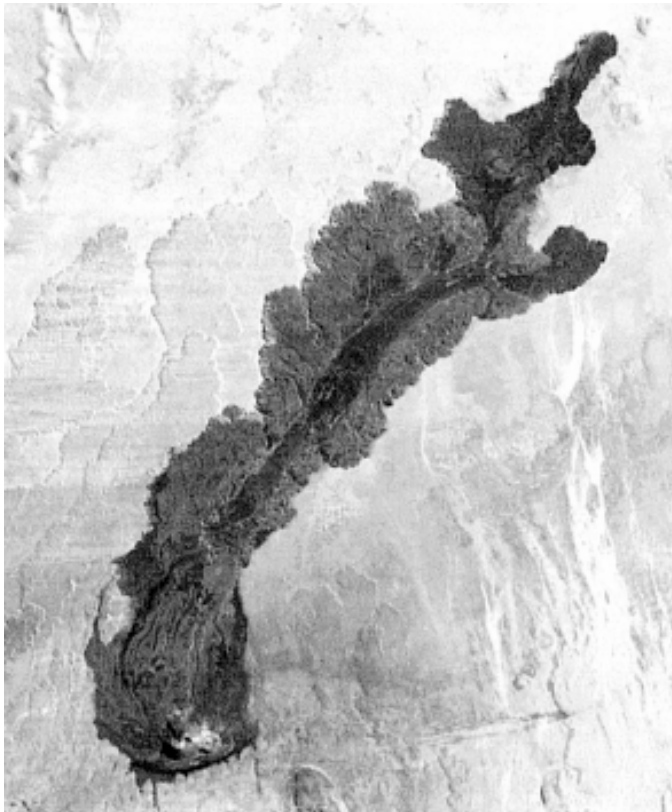


Figura 4. Volcán basáltico monogénico y colada tipo aa. Volcán Santa María, flanco norte del volcán Payún Matrú, Mendoza. El canal por donde la lava ha fluido con mayor velocidad tiene tonalidades más oscuras.

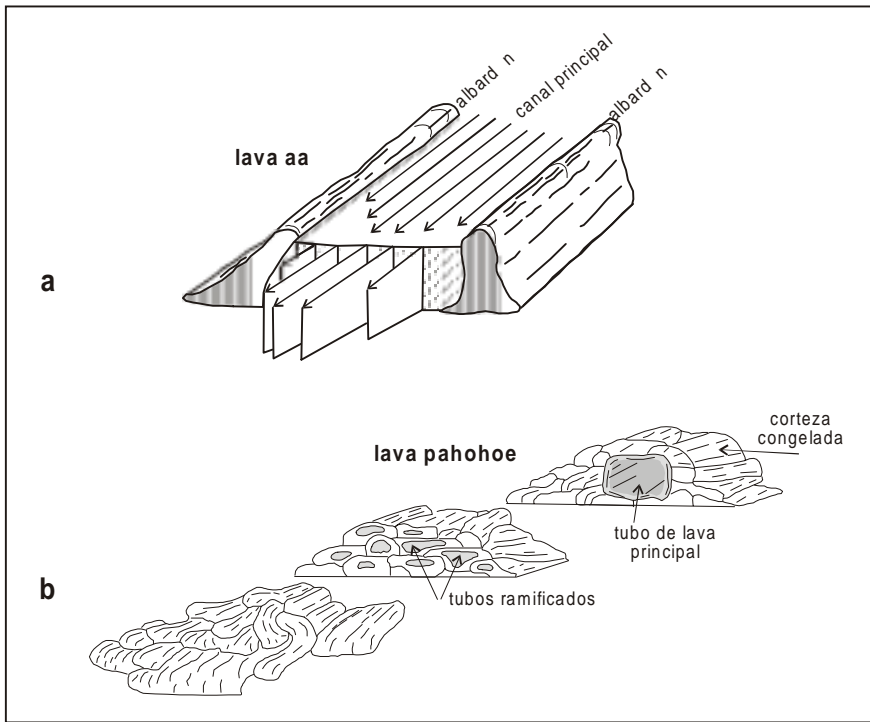


Figura 5. Esquema de flujo de lavas aa (a) y pahoehoe (b) redibujado de Rowland y Walker (1990). Las lavas aa fluyen a través de un canal abierto, con albardones en sus costados. Las lavas pahoehoe fluyen en forma de tubos ramificados por debajo de una corteza congelada previamente.

el desplazamiento lateral y comienza a fluir como colada. El avance se produce en forma de numerosos pulsos que se desplazan al mismo tiempo y fluyen por debajo de una costra rígida, congelada, que evita el enfriamiento del sector central (Fig. 5b). De esta manera se posibilita un gran desarrollo de la colada, desplazándose hasta más de 50 km del conducto emisor. La característica más importante de las lavas pahoehoe es que la superficie es suave y el techo de la colada posee abovedamientos de 40 a 150 m de largo por 2 a 5 m de altura, con fracturas extensionales en su parte superior denominados *túmulos* (Lám. 7). Se producen por la presión de la lava que se encuentra por debajo de la costra solidificada. También se producen por un cambio en la pendiente del sustrato o por el sorteo de un obstáculo o irregularidad del terreno. Es común que los túneles queden vacíos por el avance de la lava y también son comunes las depresiones producidas por el colapso del techo de los mismos. La colada tiene un diseño lobular porque cuando las paredes laterales se fracturan la lava se escapa formando lóbulos (Fig. 6).

Las lavas pahoehoe y aa pueden coexistir en una misma colada, donde el movimiento de la lava tiene distintas modalidades debido a diferencias en la velocidad y en el caudal. Un caudal elevado promueve altas velocidades, favoreciendo el desplazamiento por canales. Velocidades lentas permiten la formación de costras congeladas que restringen el movimiento a lo largo de tubos. Rowland y Walker (1990) determinaron que cuando el caudal es mayor a $5\text{-}10\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$, el flujo es preferentemente por canales abiertos y si es menor, se forman las lavas pahoehoe.

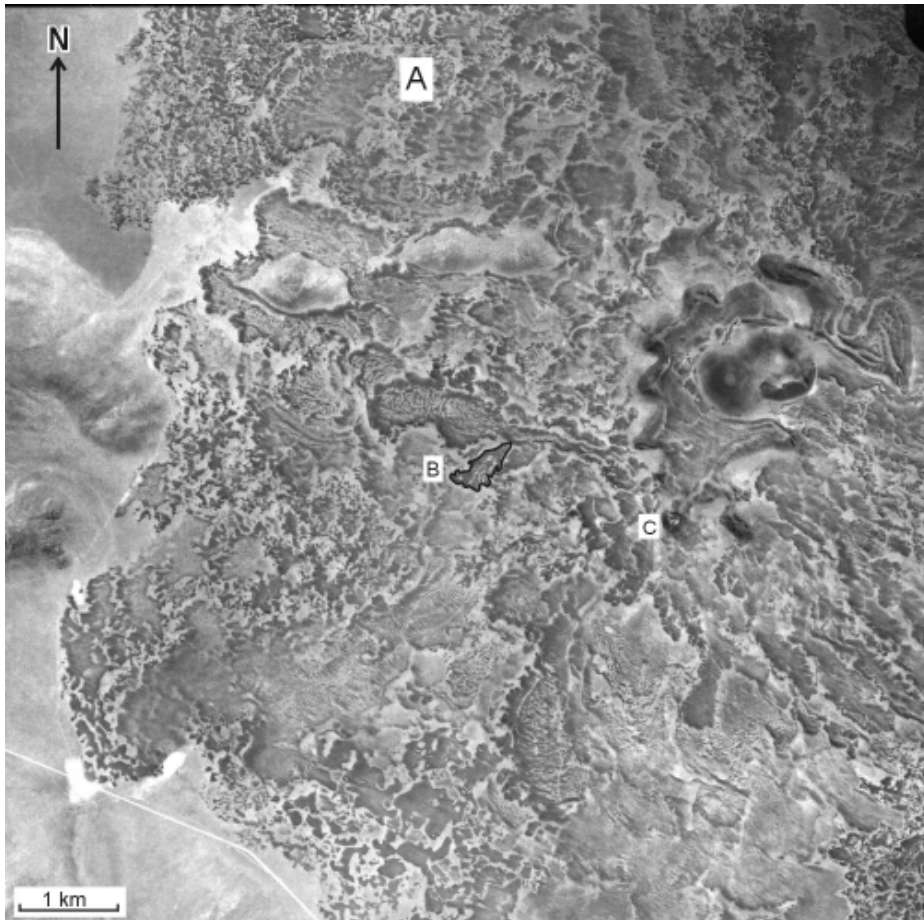


Figura 6. Fotografía aérea de una lava pahoehoe de El Escorial, al noroeste de Sierra del Medio, Chubut. Es característico el diseño expandido de estas lavas, en el cual se observan numerosas unidades de flujo coetáneas. La lava se desplazó mayormente a través de tubos y los más voluminosos de ellos han deformado el techo arrastrándolo y formando crestas de presión. Localmente el costado de los lóbulos se fractura dejando escapar la lava y formando lóbulos secundarios. A la izquierda de A se observa un lóbulo secundario con forma de riñón. A la derecha de B se ha remarcado el lóbulo. Arriba de B se observa un lóbulo con crestas de presión, convexas en el sentido de avance. A la derecha de C se observa un pequeños cono de salpicadura (spatter cone), producido por la rotura del techo.

9.4.1. Plateau basálticos

Los plateau basálticos son campos basálticos de gran extensión que se encuentran en el interior de los continentes. Están compuestos por coladas basálticas. Cuando las coladas han sido removidas por la erosión afloran enjambres de diques de similar composición, y posiblemente son los que alimentaron las coladas. Los edificios volcánicos no son evidentes y el modelo de erupción más probable es el de tipo fisural.

El plateau basáltico de Paraná-Etendeka es uno de los más grandes del Fanerozoico, con una extensión de $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ de superficie y un volumen cercano a $1 \times 10^6 \text{ km}^3$. Está constituido por una monótona sucesión de coladas de basaltos toleíticos que rematan en la parte superior con

riolitas, que a su vez constituyen pequeños plateaus. La característica más destacable es que su edad está comprendida entre 129 y 134 Ma, lo cual significa que en apenas 5 Ma se desarrolló la casi totalidad del plateau. Los requerimientos energéticos para explicar tan elevada tasa de emisión de lava han sido adjudicados a la presencia de una vigorosa pluma instalada en la base de la litósfera, y que estaría relacionada con la apertura del Océano Atlántico.

En la Patagonia las coladas basálticas cubren una amplia extensión. En conjunto constituyen un plateau basáltico, cuyos afloramientos no son continuos (Fig. 7). Las erupciones basálticas comenzaron en el Paleógeno, pero su mayor desarrollo se produjo en el Neógeno. Las últimas coladas son cuaternarias y aun conservan intacta su morfología. Las coladas están compuestas mayormente por basaltos olivínicos alcalinos y en parte por basaltos nefelínicos. La característica más sobresaliente es la de contener nódulos ultramáficos, que han sido interpretados como provenientes del manto (Corbella, 1973; 1984; Labudía et al., 1989; Ardolino y Franchi, 1993; Mahlburg Kay et al., 1993; Gorrington et al., 1997; Mahlburg Kay y Gorrington, 1999). Los campos basálticos que componen el plateau basáltico de la Patagonia se extienden desde el sur de Mendoza y nordeste del Neuquén hasta Río Gallegos. El campo basáltico del sureste de Mendoza fue relacionado a los de Patagonia por Polanski (1954) quien lo había descrito como una "Patagonia mendocina" por su similitud con los de la Patagonia. Abarcan una área de 20000 km². Recientemente

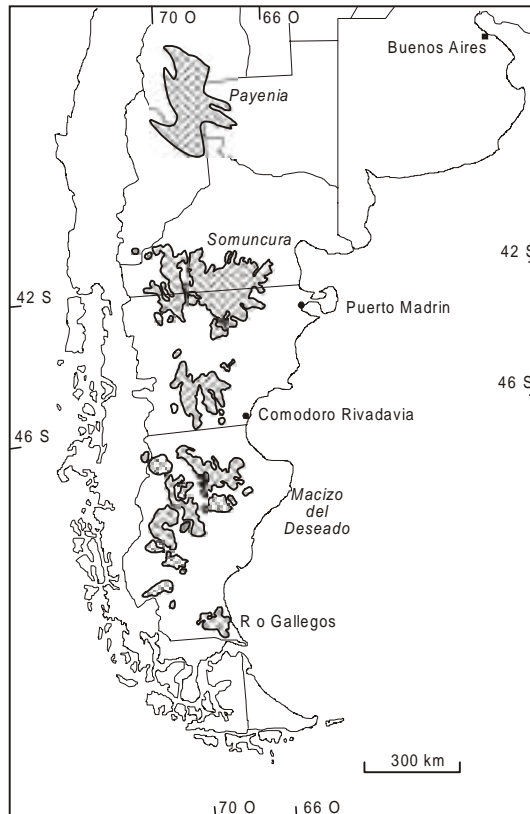


Figura 7. Mapa de las efusiones basálticas cenozoicas de la Patagonia. En su mayoría son basaltos olivínicos y en conjunto constituyen diversos plateaus. Basado en el mapa geológico de Argentina (Escala 1:2.500.000).

Bertoto (2000) describió xenolitos ultramáficos en las lavas basálticas de los volcanes del oeste de La Pampa, corroborando la correlación de estos basaltos con los de la Patagonia. En la Patagonia extraandina las coladas basálticas se encuentran dispersas en casi toda la región, concentrándose en los Macizos de Somuncura y del Deseado. El campo de basaltos de la meseta de Somuncura, abarca una extensión de aproximadamente 25000 km², con espesores de unos pocos metros, en la periferia del mismo, hasta algo más de 100 m en la parte central. El campo de basaltos del Macizo del Deseado también cubre una extensión similar, extendiéndose hasta la Cordillera de los Andes. Estos basaltos han sido estudiados en detalle debido a la presencia de xenolitos ultramáficos, cuyo estudio permite conocer la composición del manto, y a su relación con la subducción Cenozoica, en un ambiente de retroarco con limitada extensión.

9.4.2. Kimberlitas

Entre las erupciones volcánicas provenientes de reservorios profundos se encuentran las *kimberlitas*, cuyos edificios volcánicos son simples y están constituidos por diatremas y un pequeño *anillo de toba* (*ring tuff*) a su alrededor. Las *diatremas* se encuentran en la superficie del volcán y son estructuras parcialmente vacías, con forma de embudo invertido, rellenas con brechas, cuyos clastos provienen de la roca de caja y del mismo magma. Se forman por violentas explosiones debido a la gran cantidad de gases que intervienen, ya sea originados a partir del magma o de agua meteórica. Los anillos de toba que la rodean están formados por delgadas láminas de rocas piroclásticas de grano fino a mediano. Las diatremas se encuentran asociadas a diversos tipos de volcanes y son indicadoras de violentas y breves explosiones en las cercanías de la superficie.

Las kimberlitas son rocas ultramáficas muy ricas en potasio, que están constituidas por grandes cristales de olivina, e individuos menores de enstatita, diópsido rico en cromo, granate (piropo-almándino) y flogopita. Son rocas comúnmente alteradas, ricas en serpentina, carbonatos, flogopita secundaria y otros minerales de alteración. Como accesorio, y en muy pequeña proporción, contienen diamante, que es la fase de alta presión del carbono. De acuerdo con la composición mineralógica, las alteraciones y el estudio de los enclaves y xenolitos se puede establecer que el magma kimberlítico se formó en el manto y es muy rico en volátiles, en particular CO₂ y H₂O.

Contienen abundantes xenolitos provenientes de distintos niveles del manto y de la corteza. Las más comunes son de eclogitas y peridotitas con granate, que se supone provienen del manto. También contienen inclusiones de diversas rocas de la corteza, incluyendo desde la corteza profunda hasta la superficial, lo cual está indicando un proceso fuertemente abrasivo durante el ascenso.

La mayor concentración de kimberlitas se encuentra en el cratón de Kaapvaal, África del Sur y en Yakutia, Siberia. El cratón de Kaapvaal tiene una edad de 3,5 Ga, está relacionado con una litósfera mucho más gruesa que en otras regiones, y su característica más importante es la de tener una raíz rígida que puede llegar hasta 380 km de profundidad (Vinnik et al., 1996). Las kimberlitas de África del Sur tienen edades mucho más jóvenes que el cratón y están comprendidas entre el Precámbrico y el Cretácico. Las edades de las kimberlitas de Siberia se encuentran comprendidas entre el Ordovícico al Jurásico. No se han hallado kimberlitas en los ambientes oceánicos ni tampoco en las fajas orogénicas.

Las diatremas son pequeñas, menores a 1 km² de superficie, y tienen forma de embudo invertido. Están rellenas por brechas con clastos de kimberlita y de la roca de caja. Un anillo de toba rodea las diatremas. Escasos diques y filones capa están asociados al conducto y no se hallan

lavas ni otros depósitos piroclásticos. En el interior de la diatrema se pueden encontrar depósitos lacustres más jóvenes.

9.5. Edificios volcánicos relacionados a reservorios magmáticos superficiales

Los reservorios magmáticos superficiales son los que se encuentran en la parte superior de la corteza. Están relacionados a magmas viscosos, con composiciones intermedias a silícicas, cuyo escurrimiento a través de fracturas es mucho más difícil respecto a los magmas máficos, de menor viscosidad. En muchos casos los reservorios magmáticos suelen estar muy cerca de la superficie, a veces a una profundidad de solamente 1.000 m. Cuando la erosión ha descubierto las raíces del edificio volcánico se observa que los cuerpos intrusivos, con texturas típicamente plutónicas, intruyen las unidades extrusivas basales consanguíneas, correspondientes al edificio volcánico. Entre los numerosos ejemplos cabe citar el área de La Esperanza, Río Negro, donde el plutón granítico Calvo, de sección sub-circular, intruye a las ignimbritas precursoras al emplazamiento del mismo (Llambías y Rapela, 1984).

Los edificios volcánicos que se producen por el drenado de reservorios magmáticos superficiales tienen características que los distinguen de los edificios formados a partir de reservorios profundos. Esto se debe a que la energía necesaria para desencadenar la erupción se origina en procesos diferentes. Los procesos más importantes están relacionados con la brusca liberación de la presión confinante, que favorece la separación de la fase volátil. Por esta causa los procesos de *vesiculación* y *fragmentación* juegan un rol importante durante la erupción, a diferencia de las erupciones originadas en reservorios profundos, en las cuales estos procesos son muy poco frecuentes.

Vesiculación y fragmentación. Al conectarse el reservorio magmático con la superficie, se produce una descompresión casi instantánea, cuya magnitud depende de la profundidad del reservorio y de su presión interna. Es frecuente que estos reservorios magmáticos desarrollen una presión interna mayor que la litostática, debido a que durante la cristalización, la fase magmática residual se enriquece gradualmente en volátiles, principalmente de agua, que tiene alto volumen específico. Esto sucede aún en magmas pobres en agua, porque a medida que progresa la cristalización, el magma residual se enriquece en volátiles, debido a que los minerales más abundantes, cuarzo y feldespatos, son anhídros. Las fases magmáticas residuales pueden saturarse y, debido a las corrientes convectivas del reservorio magmático, se concentran en la cúpula del mismo. El exceso de presión ejercido por la concentración final de agua en el magma puede superar la presión litostática hasta en 200 MPa, promoviendo la formación de fracturas que, al propagarse, logran alcanzar la superficie.

La violenta descompresión del reservorio magmático produce inmediatamente la sobresaturación en agua, formándose una fase vapor independiente, que se separa del fundido y forma burbujas (Fig. 8). Si la presión interna de las burbujas no es suficiente para fracturar los tabiques de magma que las separan, el material se denomina *espuma*. La piedra pómez, tan común en los volcanes con composiciones intermedias a ácidas, es un ejemplo de una espuma congelada.

El desarrollo de las burbujas comienza con la nucleación y continua con el crecimiento. Durante el crecimiento deben desalojar el material fundido que las contienen. Se establece así una relación entre los esfuerzos internos de la burbuja y los esfuerzos del líquido, representados por su resistencia a deformarse. Cuando los tabiques que separan las burbujas tienen un comportamiento dúctil, el líquido se escurre fácilmente sin modificar mayormente el sistema. Pero

si los tabiques tienen un comportamiento frágil, al superar la presión interna de la burbuja la resistencia del tabique, se produce la fracturación del mismo. Cuanto mayor es la resistencia del tabique mayor es el carácter explosivo de la fracturación. Este proceso se denomina *fragmentación* y da lugar a una suspensión, que consiste en partículas de vidrio, gas y partículas sólidas que existían en el magma, como ser cristales e inclusiones liticas.

El comportamiento dúctil o frágil de los tabiques durante el crecimiento de las burbujas depende del coeficiente de relajación (véase el capítulo Reología), que expresa el tiempo que tarda en comenzar a deformarse el material. Si la velocidad a la cual crece la burbuja supera el tiempo de relajación, el tabique se comporta como un material frágil. El coeficiente de relajación es τ

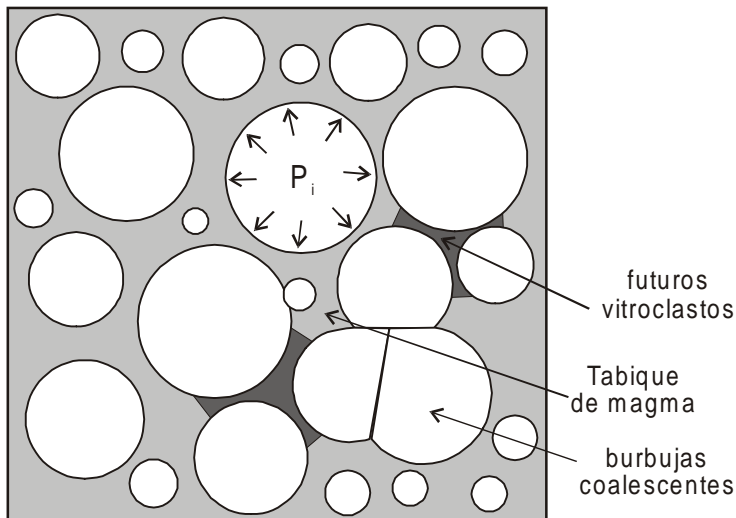


Figura 8. Burbujas de la fase vapor separadas por tabiques de magma. La presión interna (P_i) de las burbujas está dibujada con flechas en una de ellas. Cuando esta presión excede la resistencia del tabique explota. Los fragmentos de tabiques rotos se denominan vitroclastos.

= η/M y su dimensión es tiempo, donde η = viscosidad y M = módulo elástico. El coeficiente de relajación disminuye con el aumento de la temperatura: cuanto más alta es la temperatura, más pequeño es el coeficiente de relajación. A temperaturas del orden de 1000°C el tiempo de relajación es de alrededor de 1×10^{-4} s, mientras que a temperaturas cercanas al solidus ($700 - 800^\circ\text{C}$) es del orden de 1 segundo o aún mayor (Dingwell, 1998). Esto significa que cuanto menor sea la temperatura del magma mayor será la explosividad de la erupción, siempre y cuando la presión interna de las burbujas sea superior a la resistencia del fundido. Por esta razón las erupciones freatomagmáticas se encuentran entre las más explosivas, debido a la abundancia de agua y al rápido calentamiento de la misma, lo cual implica la disminución de la temperatura del magma.

La energía generada por el proceso de vesiculación y fragmentación es en muchos casos tan alta que el material se extruye con velocidades que llegan a ser supersónicas, formando por encima del conducto la columna eruptiva o pluma eruptiva (Fig. 9). La elevada concentración de energía permite a la columna alcanzar los niveles más altos de la atmósfera. Este proceso, que solamente dura unos pocas horas o unos pocos días, aunque con intermitencias, evidencia una relación energía/tiempo muy alta, en contraposición con muchos otros procesos geológicos, que son muy lentos. El ascenso

de la columna eruptiva se facilita por el movimientos turbulento de la misma, que al atrapar el aire y calentarlo, disminuye la densidad de la misma, ascendiendo por gravedad. En este caso la columna eruptiva es sostenida (Fig. 9a), porque se mantiene en la atmósfera sin precipitarse a tierra.

Al disminuir la violencia de la fragmentación, la parte inferior de la columna eruptiva, que es la porción más densa de la misma, pierde sustentación y colapsa (Fig. 9b). La masa gaseosa cargada con las partículas sólidas desciende por las laderas del volcán en forma vertiginosa, con velocidades iniciales de hasta 200 m s^{-1} . En forma genérica se trata de un flujo de densidad (= corriente de densidad; = corrientes de densidad). Los flujos de densidad son flujos horizontales con estratificación interna, la cual se forma por diferencias de densidad debido a la variación en la proporción de gases (Simpson, 1997). En consecuencia los flujos están internamente estratificados, con las partes más densas en la base del mismo. Las corrientes de densidad ocurren en diferentes ambientes, como por ejemplo como consecuencia de violentas tormentas, avalanchas, erupciones volcánicas, deslizamientos subacuos, etc.

Los flujos de densidad originados por la fragmentación del magma se denominan *flujos de densidad piroclásticos* y fueron referidos como nubes ardientes por Lacroix al describir la erupción de 1902 del Mount Pelée, en la Isla de Martinica. Esta erupción, que duró unas pocas horas, destruyó completamente la ciudad de San Pierre de Miquelon, matando a todos su habitantes - con excepción de un preso condenado a muerte - que no tuvieron tiempo de escapar por la rapidez del proceso. Fue

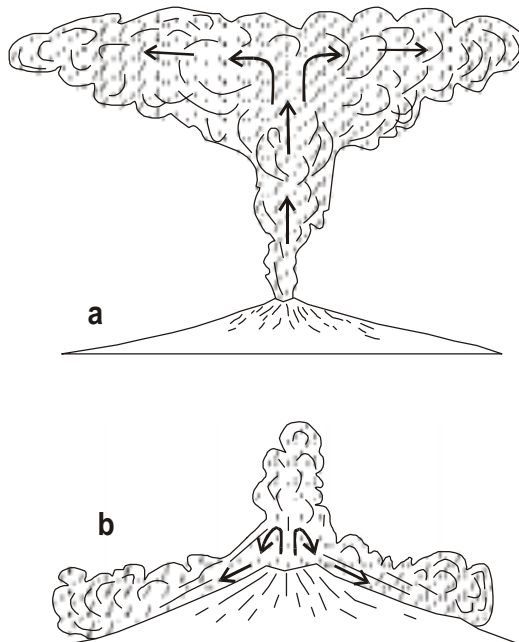


Figura 9. Dos modelos de columnas eruptivas: en a es una columna eruptiva sostenida; en b la columna eruptiva no se puede sostener y colapsa. Redibujado de Sparks et al. (1997, p.23).

un flujo piroclástico muy diluido, con muy alta proporción de gas, al cual también se lo puede denominar como oleada piroclástica o surge.

La parte inferior del flujo de densidad piroclástico es más densa que el resto porque contiene mayor proporción de partículas, además de tener mayor tamaño, desplazándose por los valles fluviales o cualquier otra depresión (Fig. 10). A esta sección inferior también se la describe como un flujo piroclástico y a las rocas resultantes como ignimbritas. En los flujos piroclásticos la proporción de partículas respecto a la de gas es ampliamente variable. Freundt (1998, 1999) opina que los flujos piroclásticos de alta temperatura tienen baja concentración de partículas y alta proporción de gas, es decir son flujos diluidos, y que, además, son turbulentos. En la parte frontal del flujo piroclástico se pueden producir violentas explosiones dando origen a oleadas piroclásticas. Además, sobre el flujo piroclástico también se pueden formar varias columnas eruptivas, que se denominan plumas coignimbríticas o simplemente *coignimbríticas*. En su parte superior también se expanden lateralmente formando un sombrero, desde el cual se produce la caída de tefras (Fig.10). La erupción de julio de 1980 del Monte Santa Helena, Estados Unidos, produjo hasta cuatro columnas coignimbríticas sobre el flujo piroclástico (Sparks et al., 1997, p. 182-183).

La viscosidad de los flujos piroclásticos es muy baja debido a la elevada presión interna de la fase gaseosa, que evita la fricción y la aglomeración de las partículas. En los flujos piroclásticos que tienen temperaturas superiores a la de la transición del vidrio, los vitroclastos se aglomeran y tienden a concentrarse en la parte basal del flujo, en la medida que el flujo turbulento lo permite.

La abundancia de rocas piroclásticas en los edificios volcánicos es un indicio que la mayor parte de la energía consumida durante la erupción proviene de la vesiculación y fragmentación del magma. Ambos procesos están estrechamente relacionados con la descompresión del reservorio, causada por

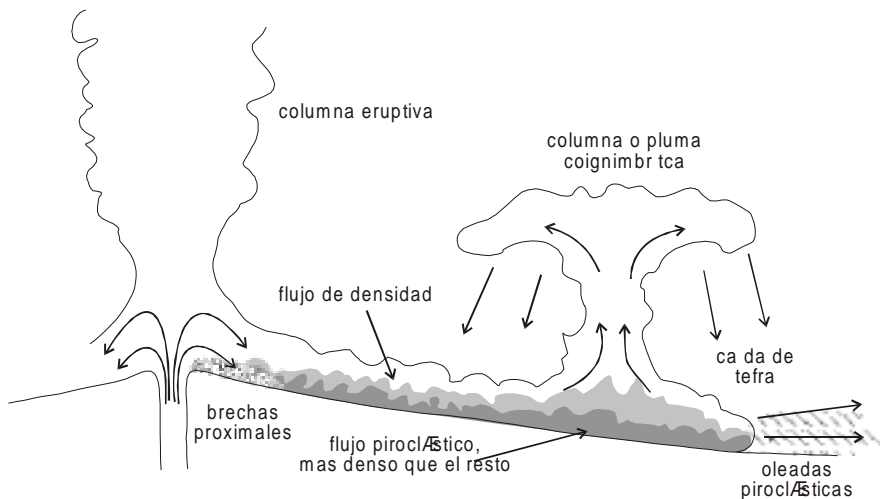


Figura 10. Columna eruptiva pliniana con colapso de su parte inferior, formándose un flujo de densidad piroclástico, groseramente estratificado, con un flujo en la base más denso que el resto. La parte superior del flujo de densidad puede llegar a ser convectivo ascendente, formando columnas coignimbríticas o coignimbríticas. En el frente de avance del flujo de densidad se pueden producir violentas explosiones que originan oleadas piroclásticas. Los bloques más gruesos quedan en las cercanías del conducto formando brechas proximales (lag breccias). Adaptado de Druitt (1998, p. 172).

la formación de fracturas que lo conectan con la superficie. Por ejemplo, si la cúpula del reservorio magmático se encuentra a 2,5 km de profundidad, el peso de las rocas suprayacentes ejerce una presión de 100 MPa. Al unirse el reservorio con la superficie a través de una fractura se produce una caída de presión de 100 MPa, movilizándolo el magma hacia la superficie. Un ejemplo cotidiano de este proceso es la expulsión de líquido en un sifón de soda.

El ángulo de reposo de los materiales sueltos depositados en el entorno del conducto puede llegar hasta casi 40°. También tienen alto ángulo de reposo las lavas con alta viscosidad, por lo cual se desplazan lentamente, a veces con velocidades de pocos metros por día, congelándose en las laderas del volcán. Estas características son propias de los estratovolcanes (Lám 8), compuestos en su mayoría por rocas mesosilícicas.

Los procesos eruptivos relacionados con las cámaras magmáticas superficiales tienen una diversidad extraordinaria y por lo tanto existe una gran variedad de rocas y de estructuras. Esto se debe a las innumerables variables que intervienen durante la erupción. Los estilos eruptivos más frecuentes son el pliniano y el vulcaniano, incluyendo el amplio rango de variaciones causadas por los distintos grados de colapso de la columna eruptiva.

9.5.1. Características de los productos volcánicos más frecuentes

Los procesos volcánicos más comunes y sus productos son: flujos de densidad calientes que originan los *flujos piroclásticos* y las *oleadas piroclásticas*, los flujos de lava, que forman las coladas, los flujos de densidad fríos, que forman los lahares, y los depósitos piroclásticos de caída.

9.5.1.1. Flujos de densidad calientes

Los flujos de densidad calientes se forman por la fragmentación explosiva del magma y por el colapso de la columna eruptiva o de domos en crecimiento. La temperatura del flujo proviene del magma y de los gases calientes que contiene. Con frecuencia la temperatura de los flujos es menor que la del sólido correspondiente al magma.

Flujos piroclásticos: Ignimbritas. Las ignimbritas son las rocas producidas por los flujos piroclásticos. El nombre de ignimbrita fue acuñado por Marshall (1935) y desde esa época ha tenido varios significados, habiendo sido empleado en numerosas ocasiones como sinónimo de toba soldada (*welded tuff*). En la actualidad el término ignimbrita comprende a todas las rocas formadas por flujos piroclásticos, independiente del grado de soldamiento y, en consecuencia, de la temperatura. Las composiciones de las ignimbritas varían desde intermedias hasta ácidas. Así p. ej., se pueden reconocer ignimbritas andesíticas, ignimbritas riolíticas, etc. Con frecuencia estas rocas son denominadas simplemente como ignimbritas. Sin embargo, en estos casos solamente se hace referencia a la textura o al tipo de proceso que las formó, pero no se incluye la composición. Por esta razón, es necesario especificar la composición, p. ej. ignimbrita dacítica; riolita ignimbritica, etc. Los magmas basálticos raramente forman ignimbritas, debido a su incapacidad de formar columnas eruptivas. Por este motivo las ignimbritas basálticas son muy raras y se las conoce como una excepción en las Islas Canarias (Freundt y Schmincke (1995)).

Los flujos piroclásticos se producen por el colapso de la parte inferior, más densa, de la columna eruptiva, desplazándose a alta velocidad por la superficie (Fig. 10). También se producen por el colapso o la desintegración de un domo en crecimiento. Debido a la velocidad del flujo piroclástico, que puede llegar a más de 400 km/h, durante su avance puede vencer obstáculos y sobrepasar elevaciones. La magnitud de la velocidad del flujo piroclástico depende de: 1) la altura del colapso de la columna eruptiva, transformándose la energía potencial en cinética, 2) la velocidad de extrusión; 3) la proporción sólido/gas y 4) las pendientes topográficas.

Los flujos piroclásticos están compuestos por vitroclastos, cristaloclastos (que son los restos de los fenocristales), trozos de rocas (componentes líticos), piedra pómez y gas. Los vitroclastos resultan de la fragmentación del magma y corresponden a los tabiques que separan las burbujas. Representan las últimas porciones del magma y están constituidos por vidrio. Los trozos de pómez están constituidos por vidrio, burbujas y cristales, representan pequeñas parcelas de magma altamente vesiculado, pero que no alcanzaron a fragmentarse. Cuando están deformados y compactados se denominan “*fiammes*” (Fig. 11). Los cristaloclastos constituyen los fragmentos de los fenocristales que se formaron en la cámara magmática, con anterioridad a la erupción. En general se encuentran rotos o fracturados. Los trozos de rocas o litoclastos provienen de las paredes del lugar donde se produce la fragmentación, que por su carácter explosivo la rompen en pequeños fragmentos. En este caso la composición de los litoclastos es similar a la del hospedante, pero en algunos casos, el flujo puede incorporar litoclastos con distintas composiciones, pero siempre provenientes del edificio volcánico.

Las ignimbritas formadas por el colapso de un domo tienen abundante proporción de material fino, de bloques y de cristaloclastos, y son pobres en pómez. En muchos casos adquieren el aspecto de avalancha de bloques. En general el volumen de estos flujos es pequeño. Estas características permiten diferenciarlas de las ignimbritas formadas por el colapso de la columna eruptiva.

Los flujos piroclásticos son unidades volcánicas complejas, porque en su formación intervienen numerosas variables y porque se depositan caóticamente debido a la violencia y rapidez del proceso eruptivo. Es frecuente la estrecha relación de las ignimbritas con los depósitos de oleadas piroclásticas, los de caída de tefra y los flujos piroclásticos secundarios, provenientes del colapso de las coignimbritas, etc. La distribución de los pómez y líticos y la densidad de las rocas también es variable tanto en sentido lateral como vertical.

En la descripción de las ignimbritas es importante referirse a la relación de aspecto (*aspect ratio*), que es la relación entre el promedio del espesor y el diámetro de un círculo equivalente a la superficie del depósito (Walker et al., 1980; Walker, 1983). Esta relación implica la capacidad de distribución de cada flujo piroclástico. Las ignimbritas con elevada relación de aspecto, son las que se concentran en valles, fluyen con forma de lóbulos, tienen alta densidad y en muchos casos alta temperatura. Un ejemplo de este tipo son las ignimbritas tardías de la Formación Chon Aike, en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, (Echeveste et al., 1999). Las ignimbritas con una relación de aspecto baja, tienen menor densidad y sus respectivos flujos pudieron sortear obstáculos topográficos. En el volcán Payún Matrú las ignimbritas de alta relación de aspecto se encuentran en los flancos del volcán, son ricas en vidrio y los vitroclastos y *fiammes* tienen elevada deformación, con evidencias de haber fluido como una lava. Las ignimbritas de baja relación de aspecto, son poco densas, están escasamente soldadas y se encuentran en niveles topográficos con distintas alturas, lo cual significa que no hubo un estricto control topográfico durante su desplazamiento. En el Payún Matrú tienen una amplia distribución areal que circunda al volcán, alcanzando hasta 40 km de distancia del borde de la caldera.

El volumen de los flujos piroclásticos es muy variado, desde $< 1 \text{ km}^3$ hasta varias decenas y centenas de km^3 . Los flujos de mayor volumen alcanzan hasta 700 km^3 . Las erupciones con volúmenes considerable están asociadas con frecuencia a la formación de una caldera debido a que la parte superior del volcán, al vaciarse parcialmente la cámara magmática, pierde sustentación y se desploma a través de las fracturas anulares. La erupción del volcán Taupo, Nueva Zelanda, en el año 186 de nuestra era, arrojó 10 km^3 de densas ignimbritas, con un contenido de inclusiones líticas de $2,1 \text{ km}^3$. La erupción de la ignimbrita fue precedida de una fase pliniana cuyo caudal de descarga fue de $1 \times 10^9 \text{ kg s}^{-1}$, aumentando a $1 \times 10^{11} \text{ kg s}^{-1}$ durante la erupción de la

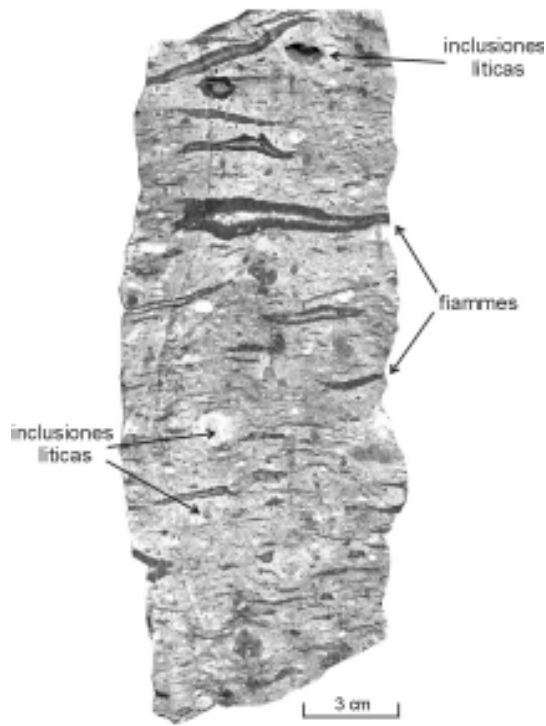


Figura 11. Ignimbrita con fuerte soldamiento. Las flammes son discoidales y han cristalizado durante la compactación y liberación de gases del flujo. Ignimbrita "Piel de Tigre", quebrada del León, Barda Colorada, provincia de Chubut. La estratigrafía de este sector ha sido descrita por Aragón y Mazzoni (1997).

ignimbrita (Wilson, 1985). La erupción de la toba Bishop, relacionada con la formación de la caldera de Long Valley, consta de una depósito formado por una erupción pliniana de 50 km^3 y de una extensa ignimbrita, que alcanzó un volumen de 700 km^3 , con un contenido de líticos comprendido entre 7 y 20 km^3 (Hildreth y Mahood, 1986).

Las ignimbritas en general están acompañada por otros productos volcánicos que se originan durante el episodio eruptivo. Es frecuente que la erupción de una ignimbrita sea precedida por depósitos de caída originados en una fase pliniana precursora, y/o por depósitos formados por oleadas piroclásticas sobre los cuales puede fluir la ignimbrita. Asimismo, la porción menos densa del flujo de densidad y la convectividad ascendente de las columnas coignimbríticas (Fig.10), producen depósitos secundarios, de pequeño volumen, que pueden originar flujos piroclásticos secundarios y depósitos por caída de tefras. Con frecuencia estos depósitos se interdigitan con la ignimbrita principal, formando complicadas secuencias difíciles de interpretar. Esta gran variedad se debe a la violencia de los mecanismos eruptivos y a los rápidos cambios que se producen durante su desarrollo. Al final del periodo explosivo, y agotada la capacidad de vesiculación y fragmentación, la erupción puede continuar con magma no fragmentado, dando lugar a la formación de lavas, lavas dómicas y/o domos, que por su alta viscosidad tienden a congelarse en los alrededores del conducto. En numerosas ocasiones la formación de domos sella la cámara magmática, que si se mantiene activa puede volver a aumentar su presión interna y comenzar con un nuevo ciclo

piroclástico.

Las temperaturas de los flujos piroclásticos son extremadamente variables, desde frías (100-300°C) hasta cercanas a la temperatura del solidus (700-900°C). La temperatura del flujo piroclástico se puede apreciar en forma cualitativa de acuerdo con la densidad de las rocas, que depende del grado de soldamiento, y cuyo efecto es disminuir la porosidad. Las ignimbritas con elevado soldamiento, cuyas densidades se acercan a la de las riolitas lávicas, tienen alrededor de 2600 kg m⁻³. Cuanto menor es la temperatura menor es la densidad de las rocas, llegando a valores tan bajos como 2000 kg m⁻³.

La estrecha dependencia entre el grado de soldamiento y la temperatura se debe a las propiedades reológicas del vidrio que, debemos recordar, es un líquido sobreenfriado. A bajas temperaturas el vidrio se comporta como un cuerpo rígido, con un coeficiente de relajación alto, disminuyendo a medida que aumenta la temperatura. La temperatura a la cual el vidrio comienza a fluir se denomina temperatura de transición del vidrio (Dingwell, 1998a). La importancia de la temperatura de transición se refleja en el comportamiento reológico de las rocas volcánicas, sometidas a bruscos descensos de temperatura y a los procesos de vesiculación y fragmentación. Por debajo de esta temperatura el vidrio no disipa los esfuerzos (los almacena), mientras que por encima la disipación es efectiva (porque fluye). La temperatura de transición del vidrio varía con la composición del magma y disminuye con el contenido de agua disuelta (Dingwell et al., 1996, Fig. 12). La temperatura de transición disminuye rápidamente con pequeñas cantidades de agua, estabilizándose alrededor de 700 - 600°C.

La temperatura de transición del vidrio también es afectada por la composición de los fundidos. Los fundidos metaluminosos y peraluminosos tienen similares temperaturas de transición, mientras que los fundidos peralcalinos tienen una temperatura menor en aproximadamente 100°C, y también tienen menor viscosidad, para un mismo contenido de agua (Dingwell et al., 1998). Debido a la elevada fluidez de los fundidos peralcalinos, la pérdida de gas es mucho más fácil que en los fundidos metaluminosos, y en consecuencia la explosividad de los procesos eruptivos es menor. Debido a estas características el relieve de los edificios volcánicos constituidos por magmas peralcalinos es suave, con bajo ángulo de reposo de los materiales acumulados. También, como consecuencia de la menor temperaturas de transición del vidrio, estos flujos piroclásticos son con frecuencia de alto grado (véase los próximos párrafos), con atributos reomórficos (Fig. 13).

En síntesis, las propiedades descritas explican las diferencias entre los edificios volcánicos construidos por los magmas metaluminosos y por los peralcalinos. Los primeros forman estratovolcanes, mientras que los segundos tienden a construir escudos volcánicos, e inclusive podrían llegar a producirse derrames de tipo fisural.

Los vitroclastos a temperaturas por encima de la transición del vidrio se pegan entre sí, aglomerándose y fluyendo. Las ignimbritas formadas a una temperatura superior a la de transición se las reconoce como **ignimbritas de alto grado** (Lám. 10) o ignimbritas de alta temperatura, y fueron descritas con anterioridad como reoignimbritas, debido a su capacidad de fluir (Walker, 1983). Estas ignimbritas son comunes en ambientes de intraplaca y en asociaciones post-orogénicas tardías. Son frecuentes en los plateau riolíticos permo-triásicos y jurásicos de Argentina, como los de la provincia de La Pampa y de los Macizos Norpatagónico y Deseado, donde fueron descritas como "*pórfidos cuaríferos*". En el plateau riolítico de La Pampa, Quenardelle y Llambias (1997) las describieron como reoignimbritas, debido a su alto grado de soldamiento y por las texturas marcadamente fluidales. En el Macizo del Deseado las ignimbritas tardías de la Formación Chon Aike también fueron descritas como de alto grado por Echeveste et al. (1999), conservándose las formas lobulares del flujo piroclástico.

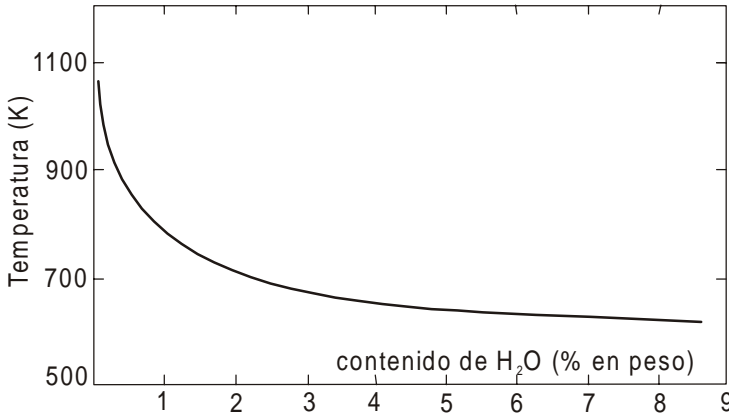


Figura 12. Variación de la temperatura de transición de un vidrio de composición granítica con la cantidad de agua disuelta, según Dingwell et al. (1996). Este diagrama es aplicable si el enfriamiento se produce a una tasa equivalente a la del tiempo de relajación para un flujo definido por una viscosidad de $12^{12,38}$ Pa s. L o variación en un orden de magnitud de la tasa de enfriamiento puede variar la temperatura de transición en 15-30°C.

Las características más importantes de las ignimbritas de alto grado y que permite distinguirlas de las de bajo grado son las siguientes:

1) Los vitroclastos están intensamente deformados (Fig. 13). Algunas texturas como el desarrollo de colas respecto a las partículas sólidas, el agrupamiento de los vitroclastos en bandas de espesor milimétrico, a veces plegadas, y desarrollos sigmoides en biotitas, son indicadores flujo.

2) Las fiammes son laminares a discoidales. Han perdido totalmente su porosidad y están constituidas por vidrio compactado, el cual con frecuencia debido a la actividad de los gases está devitrificado.

3) A nivel megascópico muestran flujo laminar, evidenciado por planos de exfoliación similares a los de las lavas y los domos subvolcánicos. El espaciado de esta foliación puede llegar a ser muy fino, del orden de unos pocos milímetros.

4) Un perfil vertical del flujo piroclástico muestra que la densidad de las rocas es bastante homogéneo (Fig. 14b). Una característica descollante, pero no siempre presente, es la presencia de un nivel vítreo compacto, masivo, similar a las obsidianas, en la base del flujo, con texturas perlíticas, que puede llegar a tener hasta un par de metros de espesor. El vidrio está compuesto por una masa de vitroclastos intensamente deformados y compactados (Fig.13).

5) El espesor del flujo puede llegar hasta alrededor de 100 m y en general recorren una distancia de hasta 40 km, bastante menor que algunos flujos piroclásticos de bajo grado. El volumen es pequeño, del orden de 5 a 40 km³, comparativamente mucho menor respecto a las ignimbritas de bajo grado. La relación de aspecto es alta. De acuerdo con el pequeño volumen de las ignimbritas de alto grado, las calderas a las que pudieran estar conectadas serían de pequeñas dimensiones. En los casos de grandes plateaus riolíticos, como en el Macizo del Deseado, para cubrir una área tan extensa con ignimbritas de alto grado, se requerirían numerosos centros volcánicos, muchos más que si se tratara de ignimbritas de bajo grado. Es probable que el volcanismo en este

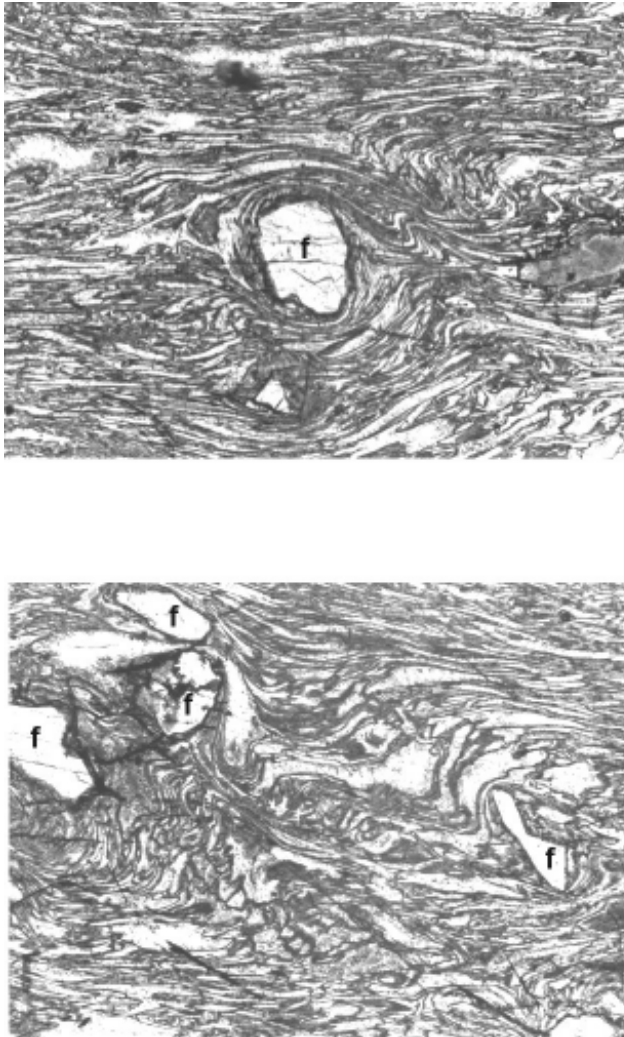


Figura 13. Microfotografías de la ignimbrita de alto grado Las Lajas, Grupo Bahía Laura, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Los vitroclastos, que tienen tonalidades claras, están deformados con evidencias de flujos. a) en el centro un fenocristal (f) de cuarzo con evidencias de haber rotado por el flujo. Los vitroclastos lo envuelven. b) Otro aspecto de los vitroclastos deformados, cuyo tamaño es variable. Los fenocristales (f) son rodeados por los vitroclastos formando colas de presión. Cortesía de H. Echeveste.

sector sea de tipo fisural, con algunos conductos a lo largo de las fisuras más activos que otros, constituyendo pequeños centros volcánicos.

6) Las ignimbritas de alto grado están pobremente relacionadas a depósitos piroclásticos de caída y a brechas en general. Las pendientes de los edificios volcánicos son de pocos grados, mucho menor que en los estratovolcanes y, probablemente, su forma tiene algunas características similares a las de los escudos basálticos. No se observa una clara relación con calderas, o fracturas anulares, como es el caso de las ignimbritas de bajo grado, y como se mencionó en el punto anterior no se puede

descartar un mecanismo de erupción fisural. Esto no significa que no existan calderas, pero debido al escaso despegue de los edificios volcánicos del suelo, las calderas pudieron haber sido anegadas por las erupciones posteriores.

7) Las composiciones predominantes son peralcalinas y mayormente se encuentra en un ambiente de intraplaca.

8) En diversas ocasiones las ignimbritas de alto grado fueron confundidas con coladas lávicas, por su gran parecido con ellas.

Las ignimbritas de bajo grado son las que se forman por debajo de la temperatura de transición del vidrio. En consecuencia no muestran texturas que indiquen flujo, aunque los vitroclastos están deformados y poseen orientación debido a los procesos de compactación posteriores a la deposición. La mayor parte de las texturas observadas son posdeposicionales, es decir se formaron una vez que el flujo se ha detenido. Las densidades de las rocas son menores que las de las

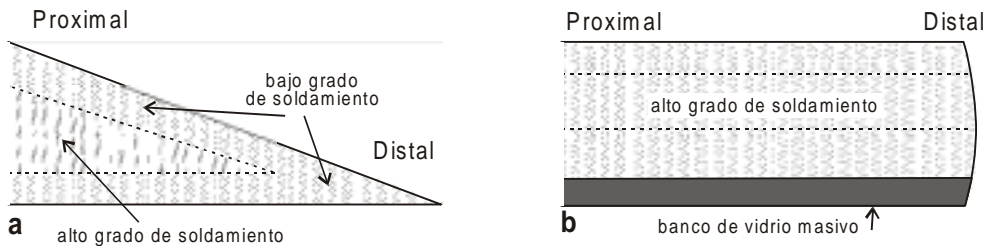


Figura 14. Perfiles verticales y laterales esquemáticos de ignimbritas de bajo grado y de alto grado. En a el mayor de soldamiento se encuentran en el interior de la ignimbrita y disminuye hacia la parte distal. En b el grado de soldamiento es casi uniforme tanto en sentido vertical como lateral. Es característico un banco de vidrio en la base, que está constituido por vitroclastos intensamente deformados y compactados. Las líneas de guiones horizontales corresponden a groseros planos de estratificación, aunque las propiedades de las rocas no varían mayormente.

ignimbritas de alta temperatura. La extensión lateral puede ser mucho mayor que las ignimbritas de alto grado, alejándose una mayor distancia del centro emisor.

Las composiciones de las ignimbritas de bajo grado varían desde andesitas hasta riolitas, composiciones que son características de las series calco-alcálicas. Están estrechamente relacionadas con estratovolcanes y con sus calderas. Son típicas de los Andes y en general de todo el margen continental activo americano. Debido a esta amplia distribución sus características son muy populares y han sido profusamente descritas.

Las características más importantes de las ignimbritas de bajo grado se pueden resumir en los siguientes puntos:

1) Los vitroclastos se encuentran orientados, pero no muestran signos de haber fluido. Rodan a los cristaloclastos y a los litoclastos mostrando mayor deformación a lo largo de los contactos. Estas texturas se denominan *eutaxíticas* y se cree que se producen con posterioridad al emplazamiento y durante los procesos de compactación y pérdida de volátiles. El enfriamiento y desgasificación de estas ignimbritas es lento, del orden de varios años. Las ignimbritas del monte Katmai, Alaska, cuya

erupción tuvo lugar en 1912, tardaron varios años en enfriarse y las fumarolas también estuvieron activas durante estos años. Por este motivo el valle por donde se derramó se lo llamó el Valle de los Diez Mil Humos. En muchas de estas ignimbritas se reconocen los pequeños canales de venteo del agua, que quedaron conservados en la parte superior del flujo.

2) Las fiammes son achatadas, tendiendo a ser ovoidales. Cuando la temperatura del material eruptado es baja se observan directamente los pómez sin ninguna deformación. En estos casos se restringe el desarrollo de fiammes en las ignimbritas. El ejemplo más notorio de este último tipo de rocas es la ignimbrita relacionada con la formación de la caldera del Diamante, en la provincia de Mendoza. Se trata de un flujo piroclástico de grandes dimensiones, de aproximadamente 4600 km², encauzados en los valles fluviales de Papagayos, Yaucha y Rosario. Exhiben diversos grados de soldamiento, pero en general es muy bajo. En la mayor parte del flujo los pómez conservan una elevada porosidad, entre 60 y 90 %, que indica que los procesos post-deposicionales de compactación han estado ausentes (Guerstein, 1998). El volumen de la ignimbrita Diamante ha sido calculado por Guerstein (1993) entre 260 y 350 km³, equivalente a 130-170 km³ de roca densa.

3) Los clastos de rocas volcánicas consanguíneas son frecuentes, característica que es también común a algunas ignimbritas de alto grado.

4) Pueden alcanzar un volumen muy grande, del orden de centenares de km³ y pueden recorrer enormes distancias de hasta más de 100 km. En el perfil vertical de una unidad de flujo se observa que la densidad de las rocas varía de la base al techo, siendo máxima en el tercio superior (Fig. 14a). Tanto la base como el techo tienen escaso soldamiento y en sentido lateral, las porciones distales del flujo tienen menor soldamiento que las proximales. Las diferencias en la densidad se deben a la compactación del flujo con posterioridad a su emplazamiento, hecho favorecido por la temperatura y por los procesos de desgasificación. La ignimbrita del río Malargüe, provincia de Mendoza, cuyo valor histórico radica en haber sido la primera ignimbrita descrita en el país (González Bonorino, 1944) tiene un perfil similar al descrito. El derrame de esta ignimbrita en su porción distal fue controlado por el valle del citado río.

5) La afinidad química de las ignimbritas de bajo grado es calcoalcalina y son típicas de ambientes orogénicos.

6) Están estrechamente asociadas a depósitos de caída, lavas y todo tipo de brechas, inclusive lahares. Esta característica está relacionada con la elevación de los estratovolcanes, de alrededor de 2000 m sobre la superficie.

Flujos piroclásticos diluidos u oleadas piroclásticas. Las erupciones explosivas laterales se caracterizan por el desplazamiento horizontal a ras del suelo, independiente de la topografía, de una suspensión piroclástica rica en gas. Las más frecuentes se originan en erupciones freatomagmáticas y en menor proporción, aunque no tan raras, en erupciones explosivas causadas por el taponamiento del conducto volcánico. También se forman a partir de flujos piroclásticos densos, que por su alta turbulencia e inestabilidad pueden localmente atrapar bolsones de aire y/o agua, aumentando considerablemente su velocidad, por lo cual se desprenden del flujo piroclástico como entidades independientes. Inclusive algunos flujos piroclásticos pierden parte de las partículas sólidas pasando a ser un flujo piroclástico diluido (Lám. 9), que en realidad no es otra cosa que un surge (Druitt, 1992).

Las erupciones freatomagmáticas se producen por la interacción del magma con agua, ya sea cuando atraviesa un acuífero o ingresa en un lago localizado en el cráter o caldera, o directamente ingresa en el agua de mar, como sucede en muchas islas volcánicas.

El incremento en el volumen del agua en cuestión de segundos produce un aumento considerable de la presión interna del sistema, con características explosivas extremadamente violentas.

tas (Fig. 15). Este tipo de erupciones se producen en forma instantánea con duraciones del orden de segundos a minutos. Si el contacto del magma con el agua se produce muy cerca de la superficie, la erupción tiene una componente lateral dominante, con velocidades que pueden ser hasta supersónicas. Prácticamente se trata de una onda expansiva que transporta el material piroclástico a ras del suelo, sin respetar la topografía. Las rocas que se forman tienen un volumen pequeño y una extensión lateral radial, que puede alcanzar excepcionalmente hasta 40 km de distancia. Comúnmente es de unos pocos kilómetros. La variación en el tamaño de grano es abrupta, pasando de bloques de diverso tamaño alrededor del conducto, a grano fino en el orden de unos pocos centenas de metros. La mayor parte del depósito es una lámina de grano fino que suele cortar o adaptarse a las estructuras del sustrato. En algunos casos el tipo de volcán que se forma se denomina maar y sus características más destacables consisten en una depresión central de sección circular rodeada por un

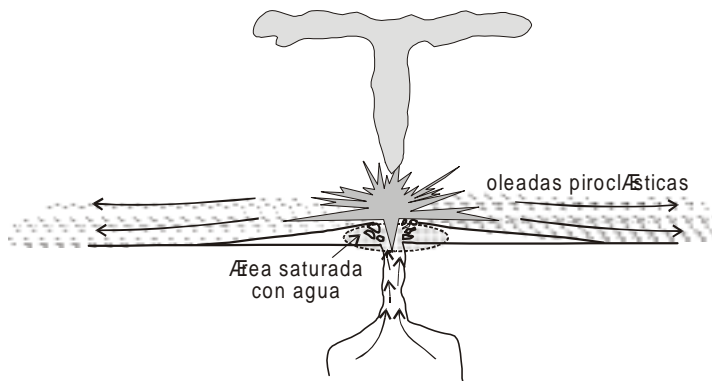


Figura 15. Modelo de erupción freatomagmática. En las cercanías del conducto con la superficie el magma entra en contacto con abundante agua, generando una onda expansiva horizontal, denominada oleada piroclástica, con velocidades hasta supersónicas. Acompaña el proceso una columna eruptiva pliniana.

anillo de tobas (Fig. 16).

Con frecuencia se suceden varios depósitos formados por oleadas piroclásticas, conformando bancos de varios metros de espesor. La estructura interna de los bancos presenta numerosas perturbaciones, como p. ej., deslizamientos internos, fracturas intra-estratales, compactación y hundimiento por impacto de bloques y bombas volcánicas, acumulaciones contra obstáculos y estructuras tipo antidunas (Fig. 17), en las cuales la cara empinada es la que está a barlovento, a diferencia de las dunas eólicas cuya cara empinada está a sotavento.

9.5.1.2. Flujos de densidad fríos: lahares

Los lahares son flujos de densidad fríos que consisten en vitroclastos, bloques de rocas de muy diversos tamaños, cristales y agua. Están asociados a erupciones volcánicas, pero su origen no es estrictamente magmático. Los estratovolcanes son los edificios volcánicos a los cuales están asociados con frecuencia los lahares. El aporte de los materiales sólidos proviene del derrubio suelto en la superficie del volcán, del material piroclástico y de los bloques provenientes de la erupción que desencadena el lahar. El agua puede tener diversos orígenes, desde la fusión de la nieve que cubre el volcán, hasta la condensación del vapor que es expulsado por la erupción. La mayor parte de los bloques provienen del material suelto formado durante las

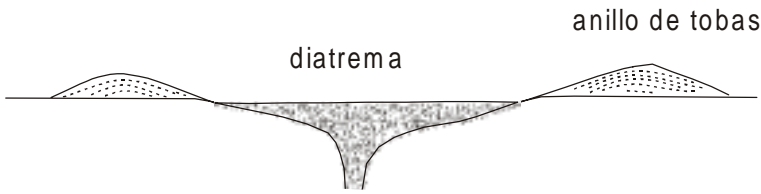


Figura 16. Perfil esquemático de un maar. Consta de una diatrema rellena por brechas y un anillo de toba, producto de la violenta explosión que dio origen a la diatrema.

erupciones anteriores. El volumen de un lahar depende del área afectada por la actividad volcánica, de la cantidad de agua disponible y del material suelto que encuentra en su camino. Se encauza en la red de drenaje y fluye a muy alta velocidad. La energía cinética inicial es alta debido a la enorme masa de material y a las fuertes pendientes del volcán que le imprimen alta velocidad. La fricción es mínima debido a la lubricación del agua y los grandes bloques viajan prácticamente envueltos por el agua y las partículas finas. Pueden alcanzar grandes distancias, de decenas de kilómetros, con velocidades superiores a los 100 km/hora, arrasando lo que encuentra a su paso. La localidad de Armero, Colombia, fue devastada en 1985 por un flujo de este tipo, causado por una erupción poco importante del volcán Nevado del Ruiz. En este caso no fue la erupción la que causó el estrago, sino el aluvión de lodo o lahar que se produjo como consecuencia de la fusión de la nieve.

En algunas ocasiones los lahares se forman como consecuencia de lluvias torrenciales sobre un estratovolcán. Las laderas del mismo son empinadas, contienen abundante material suelto y no están protegidas por vegetación, atributos favorables para la generación de lahares. El agua de lluvia lubrica las partículas y bloques, por lo cual el material suelto transforma su energía potencial en cinética.

Los depósitos laháricos se reconocen por su elevado espesor, ausencia de estratificación

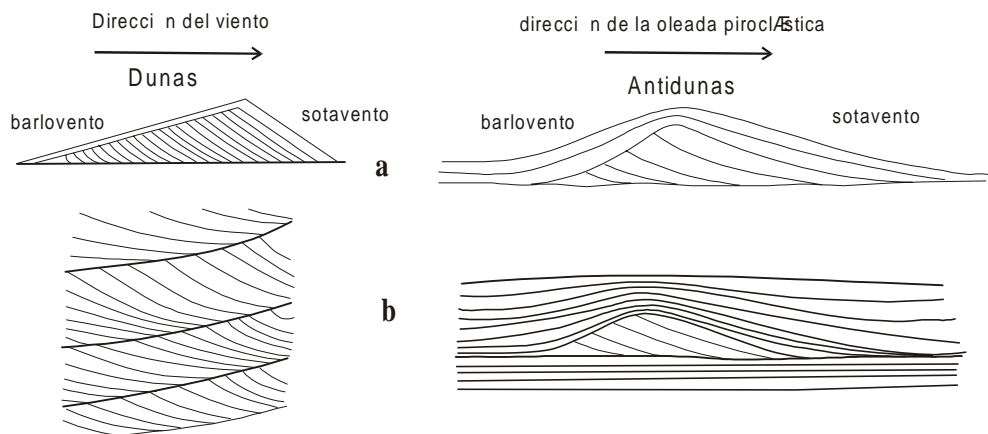


Figura 17. Estructuras de antidunas propias de las oleadas piroclásticas, donde el sector de mayor pendiente es el que se ubica a barlovento, a diferencia de las dunas eólicas, donde la cara empinada está a sotavento (a). En (b) se puede observar como las formas individuales de (a) aparecen acumuladas en el desarrollo de una secuencia.

interna, amplia variabilidad en el tamaño de los bloques, inmersos en la fracción fina. Los bloques pueden ser angulosos o redondeados, ya que durante el desplazamiento incorporan los bloques que encuentran durante su paso. Algunos bloques pueden tener gruesas estrías y escaras, producto de rocas y colisiones durante el flujo. La abundancia de rocas volcánicas permite identificar su origen volcánico, además del conocimiento geológico de la región.

9.5.1.3. Depósitos de caída: Se forman por la caída de tefra y normalmente cubren una área muy extensa, de varios miles de km². Los más alejados están formados por ceniza volcánica de grano muy fino. Estos depósitos no se conservan íntegramente porque son fácilmente erodables. En las cercanías del volcán se preservan cuando son rápidamente cubiertos por otros depósitos o se acumulan en depresiones.

9.5.1.4. Flujos de lava: coladas, coladas dómicas y domos

Una colada de lava (= flujo de lava), o simplemente colada o lava, es la erupción de magma no fragmentado. Desde un punto de vista reológico se trata de un fluido que contiene partículas sólidas, p. ej los fenocristales, y escasas burbujas de gas. Las coladas pierden calor rápidamente durante su desplazamiento por la superficie, aumentando su viscosidad. Por esta razón, la distancia que recorren depende de la viscosidad, además de la pendiente. Para igual composición los flujos de lava son mucho más viscosos que los flujos piroclásticos.

Las lavas originadas en los reservorios magmáticos superficiales tienen composiciones más silícicas que las originadas en reservorios más profundos. En consecuencia, tienen mayor viscosidad. Por este motivo, la morfología de las coladas drenadas de los reservorios superficiales es diferente a las de los profundos, y el volumen y las distancias recorridas son en comparación mucho menores. Las lavas riolíticas son las que poseen mayor viscosidad (véase el capítulo Propiedades Físicas del Magma). Los espesores de sus coladas son de varias decenas de metros y sus recorridos no superan los 7 km. Algunas de las lavas traquíticas del volcán Payún Matrú tienen de 80 a 200 m de espesor y longitudes comprendidas entre unos pocos centenares de metros hasta 8 km (Llambías, 1966). Espesores de 200 a 300 se alcanzan cuando el volumen eruptado es elevado. Algunas coladas riolíticas alcanzan dimensiones excepcionales, como por ejemplo la colada de riolita del flanco sud occidental del Domuyo (Llambías et al., 1978), cuyo espesor en el frente es de alrededor de 400 m y su longitud es de unos 7 km (Fig. 21). Coladas riolíticas con volúmenes tan grandes están indicando la presencia de una cámara magmática de grandes dimensiones, ubicada muy cerca del superficie.

La distinción entre las rocas producidas por flujos lávicos y piroclásticos tiene una importancia práctica muy grande, porque el reconocimiento de una lava permite ubicar el conducto volcánico, con un posible error de aproximadamente 6 km, que es la distancia máxima que fluyen las lavas. Por el contrario, la gran extensión de los flujos piroclásticos, de decenas de kilómetros, no permite precisar su ubicación. La distinción entre coladas e ignimbritas de alto grado no es sencilla, porque ambas presentan estructuras de flujo. Las coladas poseen filetes de flujo continuos, mientras que en las ignimbritas los filetes de flujo están constituidos por agregados de vitroclastos deformados. La presencia de fiammes laminares, es una característica propia de las ignimbritas de alto grado. Los vitroclastos se pueden reconocer en el campo, con una buena lupa, en las superficies de las diaclasas parcialmente meteorizadas.

En las provincias volcánicas antiguas la ubicación de los centros volcánicos permite comprender el control estructural del volcanismo y también permite ubicar los núcleos térmicos y los sistemas de convección hidrotermal.

El diseño en planta de una colada es el de una lengua con lóbulos en los bordes (Fig. 18). Las paredes externas, tanto laterales como superiores, se congelan rápidamente y el magma fluye en

su interior fracturando las paredes del frente de la colada, que de esta manera se desliza sobre sus propios bloques. El techo de la colada es arrastrado por la fricción que ejerce el flujo interno, produciendo un diseño arqueado con los lados convexos apuntando hacia la dirección de avance (Figs. 18b y 19). Las paredes de los costados de la colada también suelen fracturarse, formando pequeñas coladas laterales o pequeños lóbulos (Fig. 18b).

En numerosos casos la viscosidad del magma es tan elevada, que la lava se congela en la parte superior del conducto taponándolo. La elevada presión interna del magma por debajo del tapón favorece el crecimiento del mismo formando un **domo** (Figs. 20 y 22). Los domos que no llegan a la superficie del volcán se llaman *criptodomo*. El crecimiento de un domo tarda algunos años en completarse, pero la velocidad de crecimiento no es constante. En los momentos previos a una erupción el domo acelera su crecimiento y con posterioridad a la misma disminuye su crecimiento.

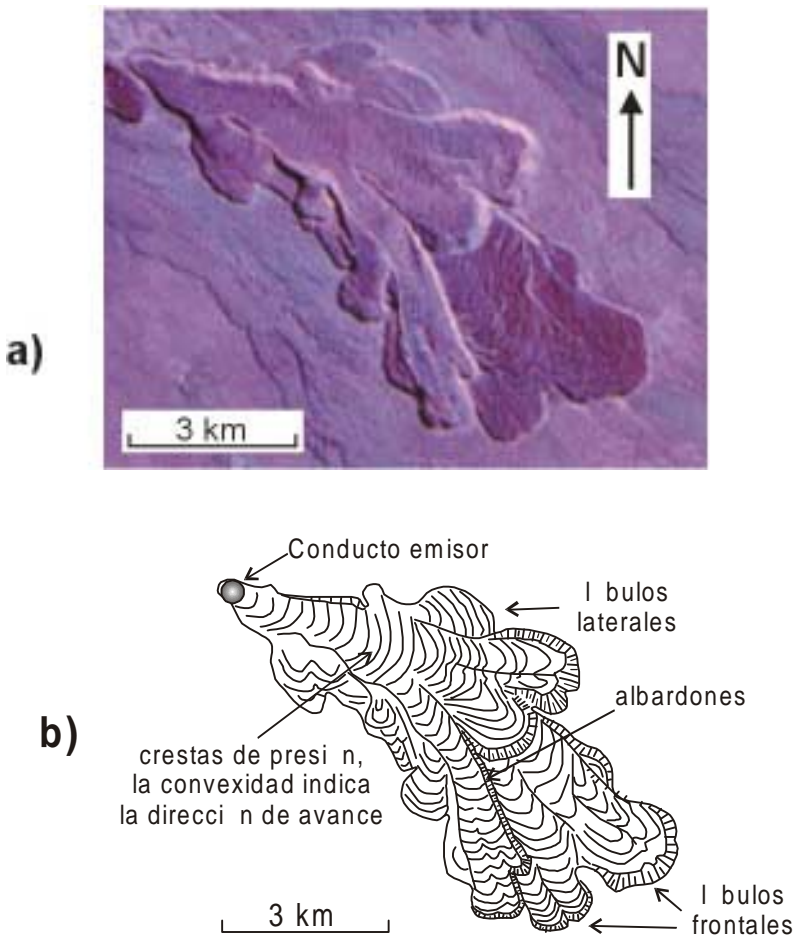


Figura 18. Colada traquítica en el flanco sur del volcán Payún Matrú. Imagen satelital (a) y esquema (b). Se observa la deformación del techo por arrastre del flujo interno, las paredes laterales congeladas, los albardones y los derrames laterales por fracturación de las paredes. Probablemente la erupción se produjo en varios pulsos sucesivos.

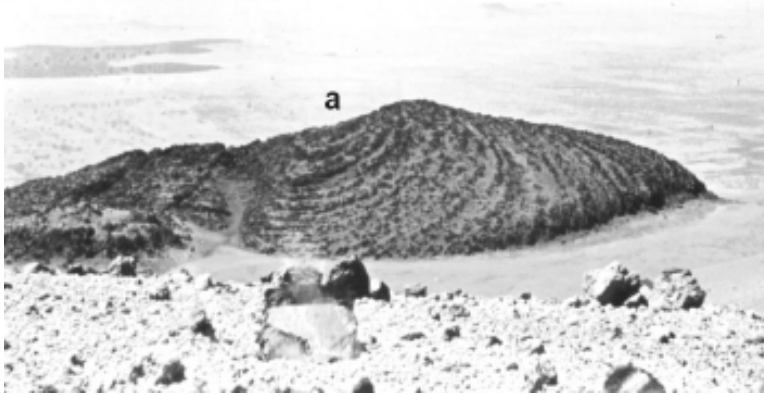


Figura 19. Colada de traquita vítrea en el flanco norte de la caldera del volcán Payún Matrú. Obsérvese el curvamiento de las crestas de presión. El conducto emisor (a) está en la fractura anular que limita la caldera. En primer plano agregados de pómez y bombas traquíticas.

La forma del domo es globosa y la estructura interna es marcadamente fluidal (Láms. 11 y 12). En parte es intrusivo en el mismo conducto volcánico y en parte puede fluir sobre la superficie. En los casos en que parte del domo se derrama formando una corta colada, recibe el nombre de *colada dómica*. Generalmente, las paredes externas del domo están compuestas por una brecha caótica, con clastos de diversos tamaño e igual composición a la del domo. La brecha se forma durante el crecimiento del domo, cuyas paredes empinadas favorecen el deslizamiento de los bloques. Durante su crecimiento el domo se apoya sobre parte de la brecha, y en parte la incorpora.

La presión interna que se genera por el taponamiento del domo genera en el interior del conducto presiones muy elevadas. Cuando la presión supera la resistencia del domo, el cual todavía no ha finalizado su crecimiento, se produce el colapso y se desintegra, dando lugar a un flujo piroclástico muy violento, que arrastra bloques del domo y material fino producto de su desintegración y de la fragmentación del magma. También por el colapso del domo en forma explosiva se pueden formar oleadas piroclásticas. Estas erupciones son muy destructivas, pero pueden prevenirse por la observación constante del volcán, que aumenta gradualmente de volumen.

Durante las erupciones que se registraron entre 1995 y 1997 en el volcán Soufriere, en la isla de Montserrat, Antillas, se desarrolló en el cráter un domo andesítico, cuya velocidad de crecimiento fue variable. Durante los periodos de menor actividad volcánica, la velocidad estuvo comprendida entre $0,2$ y $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, pero previo a algunas de las erupciones piroclásticas, su crecimiento se aceleraba hasta 7 y $8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Con estas altas velocidades de crecimiento el domo se torna inestable, provocando su parcial desintegración y descomprimiendo en forma instantánea la presión del conducto volcánico. La explosividad de este proceso origina violentos flujos piroclásticos compuestos por gas, material muy fino y grandes bloques provenientes del colapso del domo. La energía cinética es tan alta que arrastra bloques de varios m^3 a más de 2 km de distancia (Sparks et al., 1998, Lea y Sparks, 1999).

Es frecuente que los episodios eruptivos de los volcanes de composiciones andesíticas a silíceas comiencen con fases eruptivas explosivas y finalicen con fases lávicas, constituyendo un ciclo eruptivo. La magnitud de las fases explosivas decae con el tiempo por la progresiva pérdida de la fase gaseosa, terminando con la formación de domos, espinas o coladas. Tal es el caso de muchos volcanes, entre ellos el del Monte Santa Helena, Estados Unidos, cuya erupción fue estudiada en detalle por numerosos especialistas. El ciclo eruptivo se inició en mayo de 1980 con una serie de

violentas explosiones que decapitaron la parte superior del volcán. Dos meses más tarde las erupciones plinianas aumentaron su periodicidad, con pulsos de hasta 9 horas de duración cada uno. Esta fase piroclástica comenzó a disminuir en intensidad y a partir de junio, tres meses después de haberse iniciado el ciclo eruptivo, comenzó a formarse un domo dacítico. Un mes después, el domo fue destruido por una fase explosiva muy violenta, pliniana, y que es la que causó el desastre mayor. A partir de esta fase explosiva el domo continuó con su crecimiento durante 6 años, a lo largo de los cuales las fases explosivas fueron de menor importancia o no se desarrollaron (Swanson et al., 1987). A partir de este momento la actividad eruptiva cesó completamente.

La variación del régimen eruptivo, durante cada ciclo de actividad volcánica, desde piroclástico-

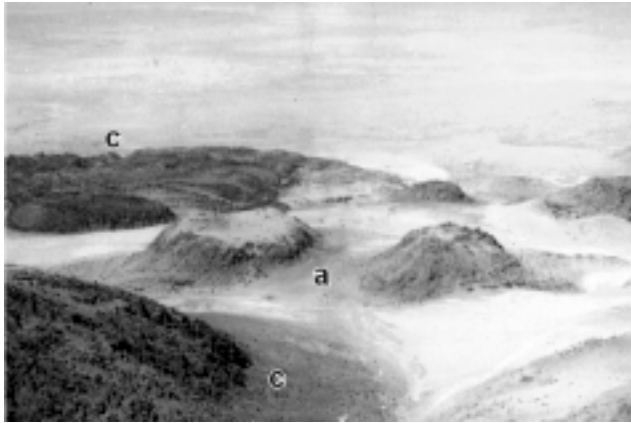


Figura 20. Domos traquíticos: **a)** mayormente vitreos, de aproximadamente 300 a 400 m de diámetro, en el borde sur de la caldera del volcán Payún Matrú. Están asociados a coladas dómicas **c)** de similar composición. En el domo de la izquierda se observa la depresión del techo, que es una característica común a los domos.

explosivo hasta lávico ha sido explicado por las fracturas formadas en el aparato volcánico durante las fases explosivas. De esta manera aumenta la permeabilidad del sistema escapándose los gases, con la consecuente disminución de volumen y presión (Jaupart y Allègre, 1991; Jaupart, 1998).

9.6. Intrusivos subvolcánicos

En un distrito volcánico son frecuentes los cuerpos intrusivos que se emplazan en el interior del edificio volcánico. Se originan en magmas viscosos, que tienen escasa movilidad. Muchos de ellos no alcanzan la superficie, congelándose antes de llegar a ella. Esto los diferencia de las coladas dómicas, que tienen una raíz intrusiva y una parte extrusiva. Comúnmente se denominan domos subvolcánicos por la forma dómica que tienen.

Las texturas son porfíricas, con pasta muy finas hasta afaníticas. En muchos casos las rocas poseen una foliación marcada como consecuencia del flujo magmático. Esta foliación tiene distintas orientaciones, pero en conjunto se reconoce una orientación preferencial que permite determinar el movimiento interno del magma.

Los domos subvolcánico se diferencian de los lacolitos porque su emplazamiento ha sido

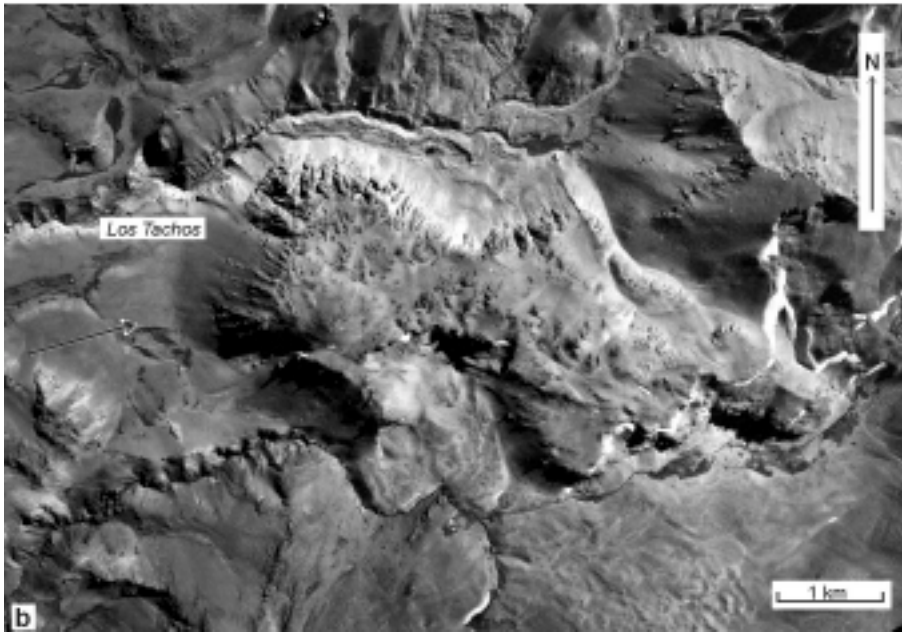


Figura 21: Colada de riolita en el flanco sur del Domuyo, Neuquén. Esta colada ha fluido sobre una superficie plana con una inclinación muy leve hacia el oeste. a) Fotografía tomada de OSO a ENE. Está muy poco erosionada. El frente de la colada, situado a la izquierda, tiene cerca de 400 m de espesor. En los flancos de la colada se conservan restos de nieve. Al fondo sobresale la silueta nevada del Domuyo. b) Fotografía aérea, escala 1:50.000 de la colada mostrada en a). La flecha indica la dirección en la que fue tomada la fotografía.

controlado principalmente por fracturas y no por la estratificación de la roca de caja. Debido a la alta viscosidad del magma no rellena completamente la fractura, formando una especie de rosario de domos. En volcanes que han sido erosionados se ha comprobado que los domos se alojan en las fracturas anulares, pudiéndose reconstruir a partir de ellos la forma y el tamaño de la caldera.

Los magmas viscosos también se alojan en cualquier otro tipo de fracturas. Forman pequeños domos que se alinean formando una especie de rosario (Fig. 23). Internamente tienen estructura

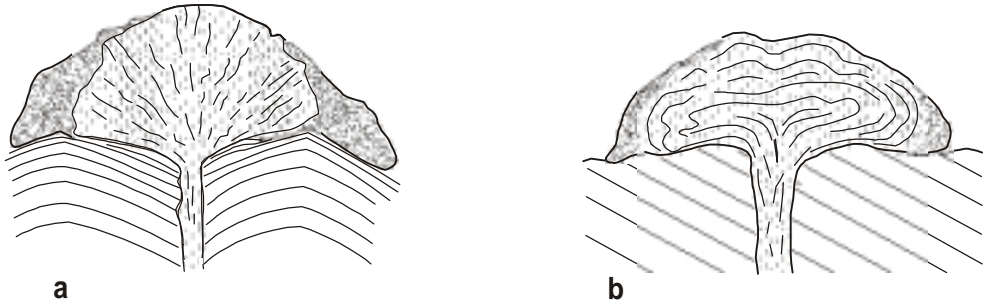


Figura 22. Dos modelos de domos volcánicos alojados en el cráter de un volcán. Sin escala. En **a)** el crecimiento acompaña la formación del cráter y está envuelto por el desprendimiento de los bloques de sus bordes. En **b)** crece por superposición de capas, que por su alta viscosidad no pueden fluir lateralmente. La depresión de la parte superior del domo es frecuente y se produce por la retracción del magma. También está acompañado por las brechas de derrumbe. Basado en Williams (1932).

fluidal muy marcada, con planos de foliación bien definidos. Se diferencian de los domos alojados en los conductos volcánicos porque no poseen una zona externa brechosa, y tampoco pasan en transición a coladas. El cuerpo subvolcánicos de Los Pozos, en Farallón Negro, estudiado por Godeas (1971) muestra una foliación concéntrica muy evidente, cuya disposición (Fig.24) ha permitido concluir que el cuerpo se formó por varios conductos alineados con el rumbo de la fractura.

9.7. Cráteres y calderas

Los cráteres son los conductos de salida del magma en un volcán. Consisten en una depresión interna de unos pocos cientos de metros de profundidad y un diámetro del orden de centenares de metros.

Las calderas son estructuras circulares que delimitan una área deprimida de extensión variable. El diámetro de la misma está comprendido entre unos pocos kilómetros y hasta 60 km. Los más frecuentes se hallan comprendidos entre 8 y 20 km. La mayor parte de los estratovolcanes andinos poseen una caldera, cuyo diámetro es proporcional al tamaño del volcán. La caldera del cerro Galán, en la Puna de Salta, posee un diámetro de aproximadamente 40 x 24 km (Francis et al., 1989). La caldera de Vilama, en la Puna de Jujuy tiene dimensiones mayores, de 65 x 40 km (Coira et al., 1996).

Las calderas están asociadas a voluminosas erupciones piroclásticas, del orden de decenas a centenares de km^3 . El drenado de tan gran cantidad de magma provoca el hundimiento de la parte superior del volcán, dando lugar a la formación de la caldera. Las calderas están relacionadas con cámara magmáticas instaladas muy cerca de la superficie, a profundidades de apenas unos pocos kilómetros (1 a 4 km). Cámaras magmáticas más profundas, si bien extruyen abundante material piroclástico, no están relacionadas con calderas, debido al que el espesor de la corteza es suficiente para que su resistencia evite el colapso. Las ignimbritas relacionadas con la formación de la caldera deben tener un volumen aproximadamente similar al de la depresión de la caldera. Como muchas ignimbritas tienen densidades bajas, el cálculo del volumen debe ser equivalente al de la roca densa, cuya densidad está cerca de 2600 kg m^{-3} . Para realizar el cálculo

es necesario conocer las densidades de la ignimbrita y su distribución a fin de obtener un valor que sea representativo del total.

La mayor parte de las calderas están limitadas por fallas normales anulares, a través de las cuales en numerosos casos han continuado las erupciones. Sin embargo, en algunos casos, como en Taupo, Nueva Zelandia, las calderas no están limitadas por fracturas, sino que se forman por hundimiento flexural (*flexural downsağ*), sin llegar a formarse fracturas. Estas calderas han sido denominadas por Walker (1984) *downsağ calderas* que puede traducirse como calderas de hundimiento flexural o simplemente **calderas de flexura**.

Durante o inmediatamente después del hundimiento de la caldera la actividad magmática se puede reactivar dando lugar al resurgimiento de las erupciones. Una parte de los flujos pueden depositarse en la depresión de la caldera, por lo cual sus espesores y contenidos de líticos gruesos son comparativamente mayores que respecto de las mismas unidades fuera de la caldera. El reconocimiento de las unidades de intracaldera tiene gran importancia porque permite inferir la presencia de una caldera en los centros volcánicos erosionados y reconstruir la historia de ese volcán.

Una gran parte de los estratovolcanes Neógenos de la Cordillera de los Andes están coronados por calderas de diversos diámetros. En la Puna los volcanes son muy numerosos y las voluminosas erupciones de ignimbritas han formado un plateau volcánico de gran extensión. Coira et al. (1996)

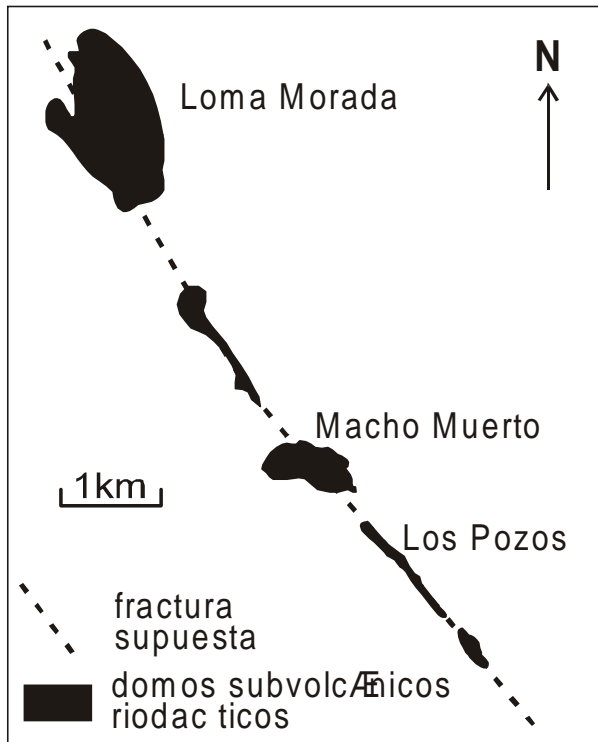


Figura 23. Distribución de domos subvolcánicos riodacíticos alojados en una fractura, según Llambias (1972), Farallón Negro, Catamarca.

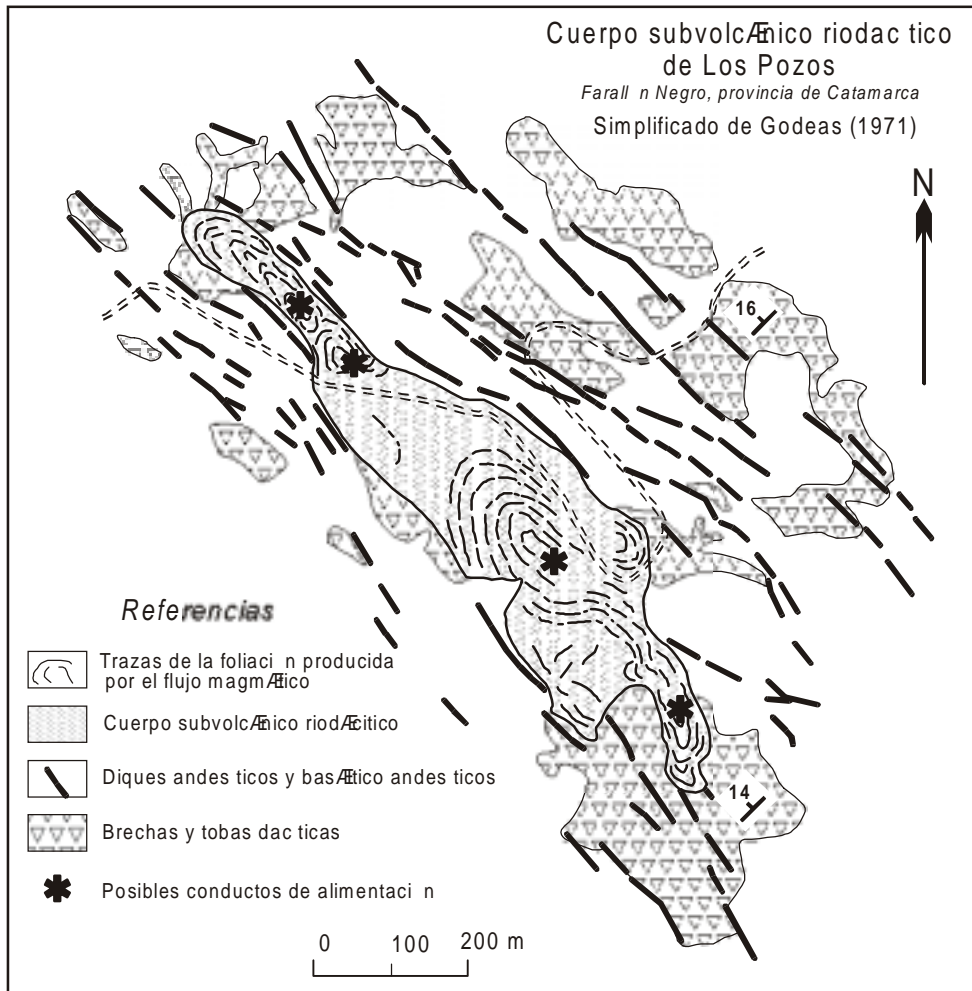


Figura 24. Cuerpo subvolcánico de riodacita-riolita alojado en una fractura NW-SE, Farallón Negro, Catamarca, según Godeas, (1971). Las trazas de la foliación magmática han sido dibujadas como líneas curvadas. Con un asterisco se han señalados los posibles conductos de alimentación. El sistema de fracturas también controla la intrusión de los diques andesíticos y basáltico-andesíticos pero por su menor viscosidad forman verdaderos diques.

describieron un complejo de calderas en el noroeste de Argentina, constituido por las calderas de Vilama, Coranzulí, Coruto, Panizos, Guacha y La Pacana. La edad de este intenso episodio volcánico está comprendida entre 9 y 2 Ma y dentro de este lapso se reconocieron cuatro ciclos de actividad. Algunas de las calderas tienen enormes dimensiones como la de Vilama de 65 x 40 km de diámetro y la de Coruto de 40 x 20 km de diámetro. La composición es andesítica a dacítica y está comprendida entre 63 y 69 % SiO₂.

La caldera del volcán Payún Matrú (Figs. 25 y 26) tiene 8 km de diámetro. Numerosas coladas surgieron a través de las fracturas anulares que limitan la caldera, rellenando parcialmente la

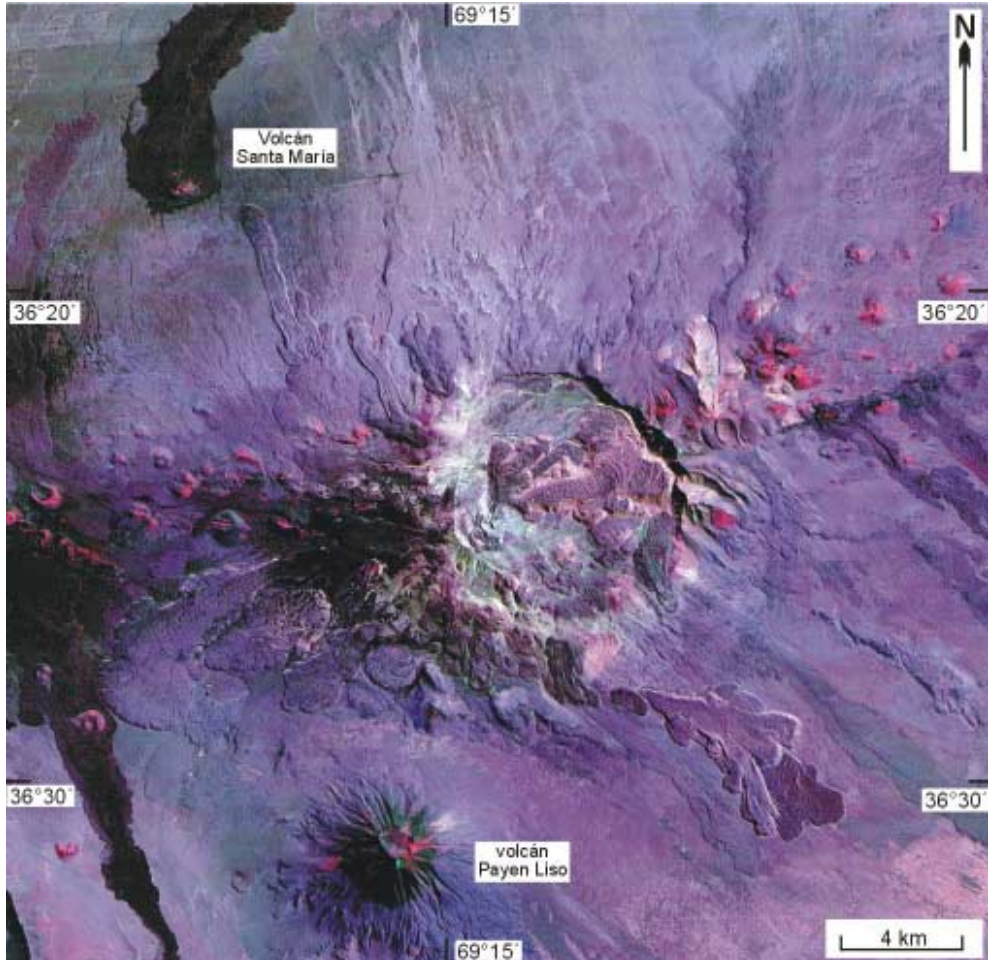


Figura 25. Imagen satelital del volcán Payún Matrú, sudeste de Mendoza. La caldera tiene 8 km de diámetro. Se observa la abundancia de coladas traquíticas que fueron eruptadas a través de la fractura que dio origen a la caldera. Varias de ellas han fluido hacia el interior de la caldera. Hacia el este de la caldera se observa una fractura casi E-O por donde surgieron coladas de basalto olivínico alcalino. También se observan numerosos conos basálticos en el flanco occidental. La ignimbrita relacionada con la formación de la caldera se halla distribuida en toda la región. Probablemente su erupción se produjo por la inyección de magma basáltico en una cámara traquítica.

depresión de la misma. Las ignimbritas asociadas con la formación de esta caldera son de dos tipos: 1) las ignimbritas de alto grado, que se encuentran en el flanco norte del volcán y tienen un diseño de flujo similar al de las coladas y 2) las ignimbritas de bajo grado cubren una extensa área que rodea completamente al volcán, extendiéndose en un radio mínimo de 40 km.

En numerosos casos se ha comprobado que por debajo de las calderas se encuentran cuer-

pos ígneos constituidos por granodioritas, monzogranitos, etc. y cuyas composiciones son equivalentes a las de los productos efusivos. Son restos del reservorio magmático, que se han enfriado lentamente. Están emplazados cerca de la superficie y afloran durante los primeros estadios de erosión. En el sector central de Farallón Negro se encuentra el plutón de la monzonita de Alto de la Blenda, de 7,4 km² de superficie, el cual posiblemente representa la parte superior de un reservorio magmático.

Por debajo de la caldera de Crater Lake, Oregon, se encuentran granodioritas con edades tan jóvenes como 112 Ka (Bacon et al., 2000). Algunos de los bloques de granodiorita expulsados por las últimas erupciones históricas se encuentran parcialmente fundidos, indicando que el reservorio magmático aun puede estar activo. El enfriamiento lento de los reservorios magmáticos tiene una gran significación en la historia del volcán, porque las corrientes convectivas reponen en la cúpula los contenidos de agua necesarios para aumentar la presión interna y desencadenar las erupciones. De esta manera es posible explicar la sucesión de ciclos eruptivos durante la evolución de un volcán. Estos ciclos pueden tener una duración de hasta un millón de años.

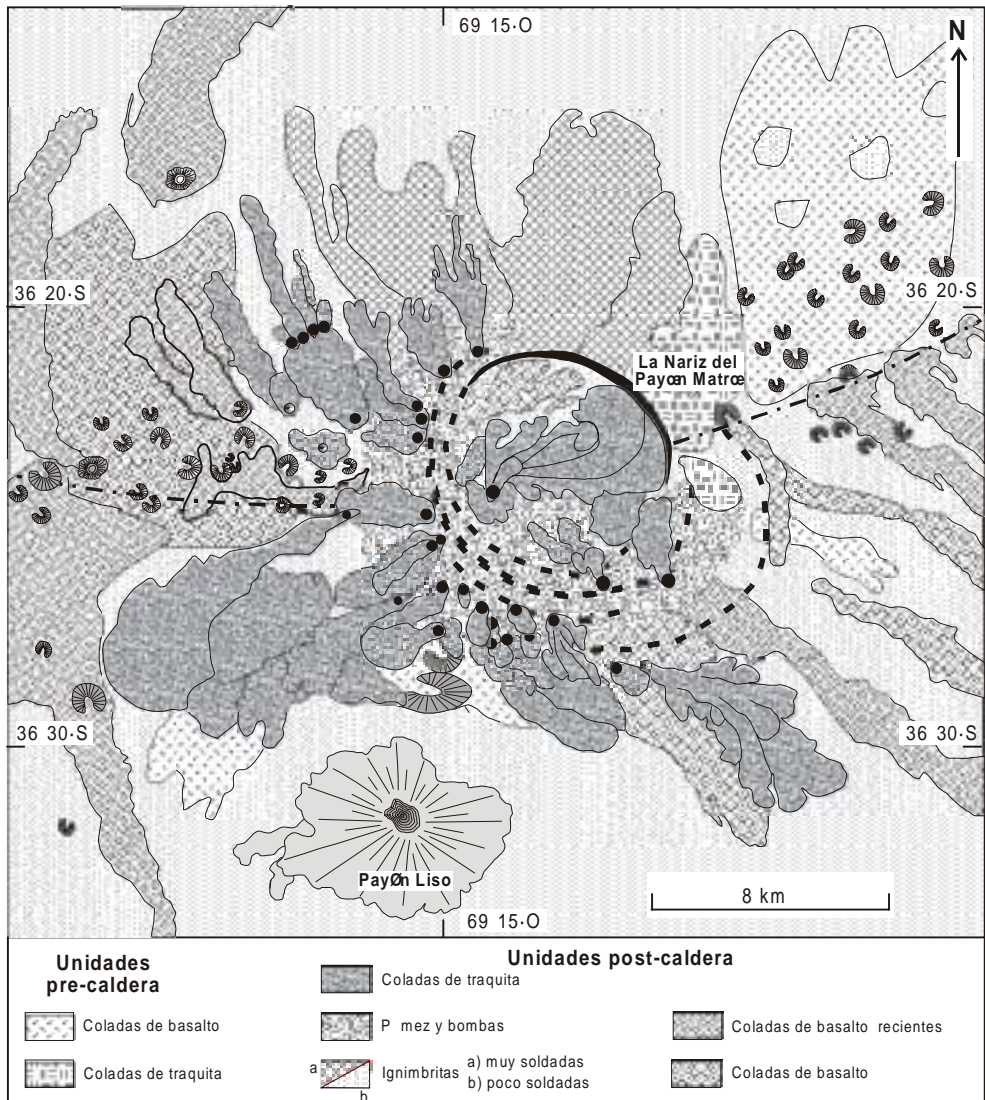


Figura 26. Mapa geológico simplificado del volcán Payún Matrú. Basado en Llambías (1966) y en imágenes satelitales.



Lámina 1. Coladas basálticas con disyunción columnar. El espesor de cada una de ellas es menor de 10 m. Esta característica y el suave relieve por donde han fluido indican la baja viscosidad de la lava. Río Curileuvú, al sur del Domuyo, Neuquén.



Lámina 2. Bancos de ignimbritas riolíticas con diversos grados de soldamiento. Parque Nacional de Yellowstone, USA. Los bancos más compactos ubicados en la mitad y en el tercio superior del perfil poseen disyunción columnar. El delgado espesor y la superficie casi horizontal por donde fluyeron indican la elevada fluidez del flujo piroclástico.



Lámina 3. Colada de basalto tipo aa que transporta un bloque proveniente del cono piroclástico. Las lavas aa están caracterizadas por una superficie muy rugosa, constituida por bloques, lava escoriácea vesiculosa y eyectos escoriáceos. Parque Nacional Crater of the Moon, Idaho, USA.



Lámina 4. Colada de basalto tipo pahoehoe, caracterizada por suaves superficies, ligeramente abovedadas y de suave textura. Parque Nacional Crater of the Moon, Idaho, USA.



Lámina 5. Bombas volcánicas del volcán Payén Matrú. Se forman por el movimiento giratorio de trozos de lava arrojados violentamente al aire. De acuerdo con la viscosidad y con la distancia recorrida, sus formas se adaptan perfectamente al movimiento al que han estado sometidas. Arriba, bomba de composición basáltica, con suaves superficies completamente adaptadas a la rotación. Abajo, bombas traquíticas, vítreas, con superficies planas. Su elevada viscosidad impidió adquirir una forma aerodinámica. Al fondo se observa la fractura anular que delimita la caldera. Una colada de traquita fluyó hacia el interior de la caldera.



Lámina 6. Cono volcánico monogénico basáltico, de 250 m de altura, formado por la acumulación de bombas, lapilli, escoria, cementados por la lava. Al fondo se observan las coladas andesíticas a dacíticas del volcán Maipo con un ángulo de reposo de hasta casi 30°.



Lámina 7. Túmulo formado en lava pahoehoe. Los túmulos se forman por la presión interna de los gases, que abovedan el techo, rígido. Comúnmente el techo se fractura y colapsa, como puede observarse en la fotografía. La persona que está a la izquierda es el ingeniero Daniel Valencio, a quien dedico estas líneas. El Escorial, poco al noroeste de Sierra del medio, Chubut.



Lámina 8. Fotografías de dos típicos estratovolcanes, andesíticos a dacíticos, de la provincia de Mendoza. Los estratovolcanes se caracterizan porque los materiales se depositan con un alto ángulo de reposo, de alrededor de 30° . Con frecuencia alcanzan una altitud de hasta 2000 m sobre el nivel del suelo y pueden acumular nieve en sus partes más altas. Esta característica y el alto ángulo de reposo favorecen el desarrollo de lahares. Arriba, volcán Maipo, en el límite con Chile. Abajo Payén Liso, al sur del volcán Payún Matrú.

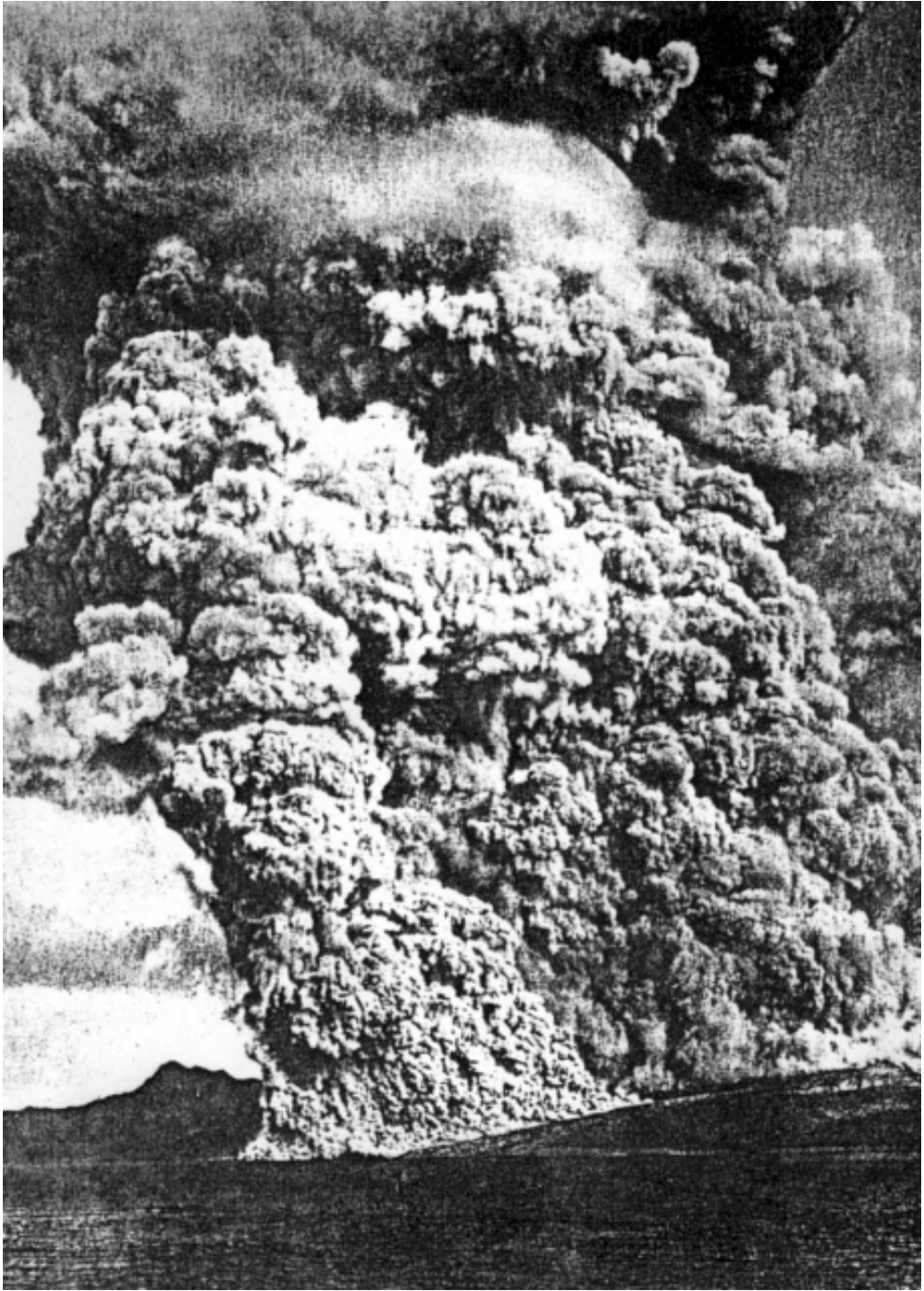


Lámina 9. Erupción del Mont Pelé, Isla de Martinica. Fotografía tomada por Lacroix en 1902. Esta erupción fue descrita por Lacroix como una nube ardiente. En las actualidad se la describe como una oleada piroclástica (surge) por su elevada proporción de gas con respecto a partículas sólidas: se trata de un flujo de densidad muy diluido.



Lámina 10. Ignimbrita riolítica de alto grado con estructuras de flujo laminares muy marcadas. Los vitroclastos están intensamente deformados y las fiammes son laminares. El aspecto es similar al de una lava de composición equivalente, pero la presencia de vitroclastos y fiammes permite clasificarlas como un flujo piroclástico. Esta muestra forma parte del plateau riolítico de la provincia de la Pampa, de edad Pérmico Superior a Triásico Inferior. Cerro Colón, provincia de La Pampa.

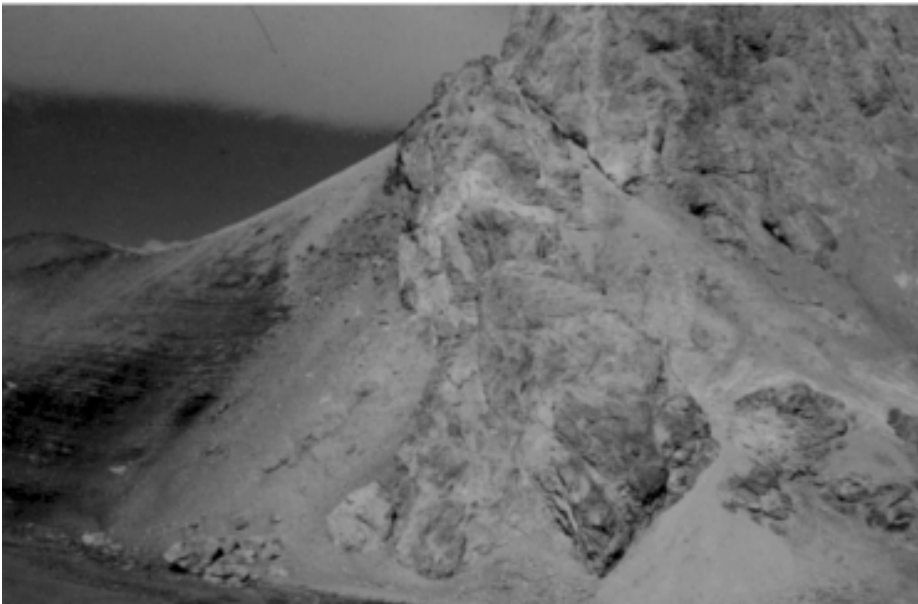
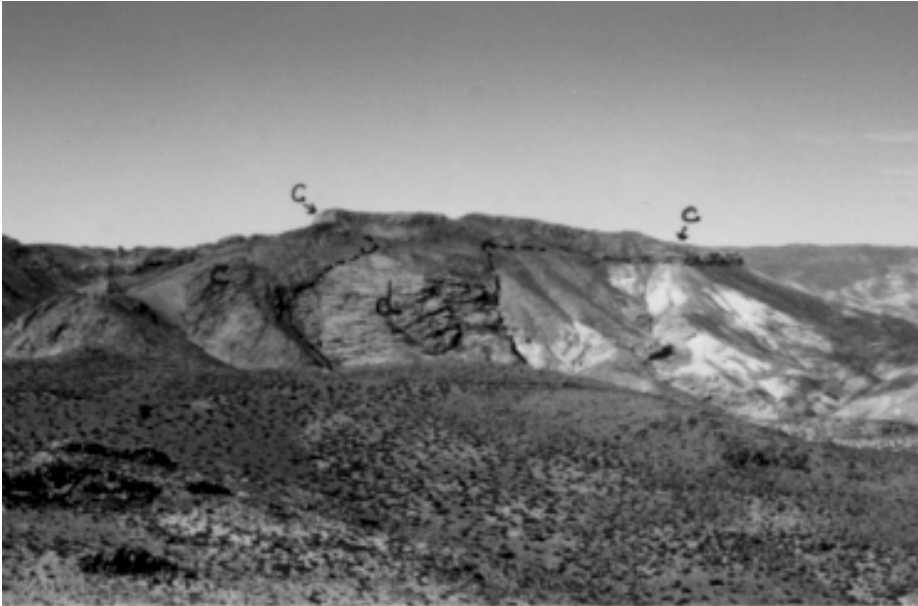


Lámina 11. Domos subvolcánicos compuestos por lavas riolíticas. La característica de ambos es de poseer elevada viscosidad. Arriba, el domo (d, delimitado por guiones) se ha intruido en las rocas piroclásticas perteneciente al mismo edificio volcánico y ha fluido como colada (c). Piedra Parada, río Chubut, Chubut, cortesía de Pablo González. Abajo, el domo intruye las sedimentitas de la Formación Vaca Muerta, al sur del Domuyo, Neuquén. El borde del domo, más rígido que el interior por su menor temperatura, está autobrechado.



Lámina 12. Cuerpo intrusivo subvolcánico de riolacita, con grandes fenocristales de sanidina de hasta 4 cm de longitud y de cuarzo de 1 cm de longitud. El flujo laminar es muy intenso y ha quedado congelado por el rápido enfriamiento del cuerpo. A pesar del intenso flujo los fenocristales no se han acumulado o segregado. Cuerpos de Los Pozos (véase Fig. 24), Farallón Negro.

APÉNDICE I

Unidades y factores de conversión utilizados más frecuentemente

Viscosidad (η)	Pa s (Pascal segundo) = 1 Nm ² s 1Pa s = 10 poise = 10 g cm ⁻¹ s ⁻¹
Difusividad (κ)	m ² s ⁻¹
Densidad (ρ)	1 g cm ⁻³ = 10 ³ kg m ⁻³
Temperatura (T)	1 grado Kelvin (K) = 273,16 grados Celsius (°C)
Fuerza (F)	1 newton (N) = 1 kg m s ⁻² = 10 ⁵ dynas
Presión (P)	1 pascal (Pa) = 1 N m ⁻² = 1 kg m ⁻¹ s ⁻² = 10 ⁻⁵ bar
Energía	1 joule (J) = 1 kg m ² s ⁻² = 10 ⁷ ergs = 0,2389 calorías (cal) 1 Kcal = 4185 J
Potencia	1 watt (W) = 1 J s ⁻¹ = 0,2389 cal s ⁻¹
Conductividad térmica (K)	1 W m ⁻¹ °C = 2,389 x 10 ⁻³ cal cm ⁻¹ s ⁻¹ °C ⁻¹
Calor específico (C _p)	1 J kg ⁻¹ °C ⁻¹ = 2,389 x 10 ⁻⁴ cal g ⁻¹ °C ⁻¹
Calor latente	1 J kg ⁻¹ = 2,389 x 10 ⁻⁴ cal g ⁻¹
flujo de calor a través de la superficie	1 Wm ⁻² = 2,389 x 10 ⁻⁵ cal cm ⁻² s ⁻¹ 1 unidad de flujo calórico (hfu) = 4,18 x 10 ⁻² W m ⁻²
Producción de calor (H)	1 W m ⁻³ = 2,389 x 10 ⁻⁷ cal cm ⁻³ s ⁻¹
Constante de los gases (R)	8,3145 J mol ⁻¹ °C ⁻¹
Aceleración de la gravedad (g)	9,8 m s ⁻²
1 año (a)	3,156 x 10 ⁷ s

APÉNDICE II

Valores más frecuentes de algunas constantes utilizadas en petrología

Edad de la Tierra	4,5 Ga
Densidad de la corteza	2800 kg m ⁻³
Densidad del manto superior	3300 kg m ⁻³
Densidad promedio del manto	4500 kg m ⁻³
Temperatura de la base de la litósfera térmica	1280 °C
Espesor de la litósfera	oceánica 60-70 km continental 100-120 km
Espesor de la litósfera de Luna	1100 km
Espesor de la litósfera en Marte	250 a 300 km
Espesor de la litósfera en Venus	10 a 50 km
Calor específico a presión constante de rocas silicáticas	103 J kg m ⁻³
Calor latente de fusión de silicatos	2,5 x 10 ⁵ a 4,2 x 10 ⁵ J kg ⁻¹ (60 a 100 cal g ⁻¹)
Conductividad térmica de rocas silicáticas	1,5 a 3,0 W m ⁻¹ °K ⁻¹
Difusividad térmica	10 ⁻⁶ a 10 ⁻⁷ m ² s ⁻¹
Flujo calórico superficial	40 a 80 mW m ⁻²

(Cont.)

Producción de calor rocas ígneas	silícicas: $2,5 \mu\text{W m}^{-3}$ máficas: $0,3 \mu\text{W m}^{-3}$
Coefficiente de expansión térmica	magma: $6,8 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ roca: $4 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$
ΔT adiabático	magma $1 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ roca $0,6 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$
Umbrales elásticos de lavas	basalto olivínico, Hawai: 70-120 Pa ($\eta = 6,5\text{-}7,5 \text{ Pa s}$) dacita Monte Santa Helena: 370 Pa ($\eta = 3,5 \times 10^9 \text{ Pa s}$) lava riolítica: 17,5 Pa (1% cristales, $\eta = 3,5 \times 10^9 \text{ Pa s}$) 51,7 Pa (30% cristales, $\eta = 1,2 \times 10^{10} \text{ Pa s}$)
Temperatura	lavas riolíticas: 750 a 950 $^\circ\text{C}$ lavas dacíticas: 800 a 1000 $^\circ\text{C}$ lavas andesíticas: 950 a 1150 $^\circ\text{C}$ lavas basálticas: 1000 a 1250 $^\circ\text{C}$
Viscosidad	magmas ácidos: 10^6 a 10^{13} Pa s magmas basálticos: 3 a 10^3 Pa s manto: 10^{20} a 10^{22} Pa s
Tasa de erosión promedio	$0,4 \text{ km Ma}^{-1}$

BIBLIOGRAFÍA

- Akaogi, M., Ross, N., McMillan, P. y Navrotsky, A., 1984. The Mg_2SiO_4 polymorphs (olivine, modified spinel and spinel) - Thermodynamic properties from oxide melt solution calorimetry, phase relations and models of lattice vibrations. *American Mineralogist*, 69: 499-512.
- Allègre, C.J., 1997. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth. *Earth Planetary Science Letters*, 150: 1-6.
- Allmendinger, R. W., 1987. Técnicas modernas de análisis estructural. *Asociación Geológica Argentina, Serie B: Didáctica y Complementaria* N°16: 90 pags.
- Anderson, D.L., 1987. Thermally induced phases changes, lateral heterogeneity of the mantle, continental roots and deep slab anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 92: 13968-13980.
- Anderson, D.L., 1992. The Earth's interior. En: Brown, G.C., Hawkesworth, C.J. y Wilcon, C.L. (Eds.): *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 44-66.
- Anderson, D.L., 1995. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere. *Reviews of Geophysics*, 33: 125-149.
- Anderson, E. M., 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain, *Segunda Edición*. Oliver y Boyd, Londres, 206 pp.
- Aragón, E. y Mazzoni, M.M., 1997. Geología y Estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3): 243-256.
- Arculus, R.J., 1987. The significance of source versus process in the tectonic control of the magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: 1-12.
- Ardolino, A.A. y Franchi, M., 1993. El vulcanismo Cenozoico de la meseta de Somun Cura, provincias de Río Negro y Chubut. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV*: 225-235.
- Atherton, M.P., 1990. The Coastal Batholith of Peru: the product of rapid recycling of ?new? crust formed within rifted continental margin. *Geological Journal*, 25: 337-349.
- Atherton, M.P., 1993. Granite Magmatism. *Journal of the Geological Society*, 150: 1009-1023.
- Bacon, C.R., Persing, H.M., Wooden, J.L. y Ireland, T.R., 2000. Late Pleistocene granodiorite beneath Crater Lake caldera, Oregon, dated by ion microprobe. *Geology*, 28: 467-470.
- Baldauf, P., 1993. Timing of deformation in the central Andean foreland, western Mendoza, Argentina, using $40Ar/39Ar$ dating techniques. Master Thesis, The George Washington University, inédito.
- Barton, M.D. y Hanson, R.B., 1989. Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: implications from the western United States and thermal modelling. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 1051-1065.
- Barton, M.D., Staude, J.M., Snow, E.A. y Johnson, D.A., 1991. Aureole systematics. En: Kerrick, D.M. (Ed.): *Contact Metamorphism*, pp. 723-847. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* volume 26.
- Bates, R.L. y Jackson, J.A., 1980. *Glossary of Geology* (2a. edición). American Geological Institute, Virginia, 751 p.
- Bertoto, 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.
- Billings, M.P., 1972. *Structural Geology* (third edition). Prentice Hall, 606 páginas.
- Bossi, J., Campal, N., Civetta, L., Demarchi, G., Girardi, V.A.V., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G., Frago Cesar, A.R.S., Sinigoi, S., Teixeira, W., Piccirillo, E.M. y Molesini, M., 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, 106(3): 263-277.
- Bottinga, Y. y Weill, D.F., 1972. The viscosity of magmatic silicate liquids: A model of calculation. *American Journal of Science*, 272: 438-475.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. En: *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W. y Stephens, W.E., eds., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 95-112.
- Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadi, T. y Rochette, P., 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184: 157-171.
- Bowden, P., Black, R., Martin, R.F., Ike, E.C., Kinaird, J.A. y Batchelor, R.A., 1987. Niger-Nigerian alkaline ring complexes: a classic example of African Phanerozoic anorogenic mid-plate magmatism. En: Fitton, J.G. y Upton, B.G. (Eds.): *Alkaline Igneous Rocks*, pp. 357-379. Geological Society Special Publication No. 30, London.
- Bown, J.W. y White, R.S., 1995. Effect of finite extension rate on melt generation at rifted continental margins. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 100: 18011-18029.
- Brandon, A.D., Creaser, R.A. y Chacko, T., 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271: 1845-1848.
- Brogioni, N., 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. *VI Congreso Geológico Chileno*, I: 766-770.

- Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G. y Lux, D.R., 1991. Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith: constraints on magmatic arc development. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean Magmatism and its tectonic setting* Boulder, Geological Society of America Special Paper 265, 1-12.
- Buddington, A.F., 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Bulletin of Geological Society of America*, Bulletin 70: 671-747.
- Burov, E. y Diament, M., 1996. Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology*, 24: 419-422.
- Bussel, M.A., Pitcher, W.S. y Wilson, P.A., 1976. Ring complexes of the Peruvian Coastal Batholith: a long standing sub-volcanic regime. *Canadian Journal Earth Sciences*, 13: 1020-1030.
- Campbell, I.H. y Turner, J.S., 1989. Fountains in magma chambers. *Journal of Petrology*, 30: 885-994.
- Cañón-Tapia, E. y Pinkerton, H., 2000. The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 98: 219-233.
- Carey, S.N. y Sigurdsson, H., 1987. Temporal variation in column height and magma discharge rate during the 79 A.D. eruption of Vesuvio. *Bulletin of Geological Society of America*, 99: 303-314.
- Carlson, R.W., Shirey, S.W., Pearson, D.G. y Boyd, F.R., 1994. The mantle beneath continents. *Carnegie Institution, Year Book* 93 (1993-1994): 109-117.
- Carrigan, C.R. y Eichelberg, J.C., 1990. Zoning of magma by viscosity in volcanic conduits. *Nature*, 343 (6255): 248-251.
- Cas, R.A. y Wright, J.V., 1987. *Volcanic sucesions modern and ancient*. Allen and Unwin, 528 p.p.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. y Hine, R., 1988. Granite provinces and basement terranes in the Lachland Fold Belt. *Australian Journal of Earth Sciences*, 35: 505-521.
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86: 107-118.
- Cobbing, E.J. y Pitcher, W.S., 1972. The coastal batholith of central Peru. *Journal of the Geological Society, London*, 128: 421-460.
- Código Argentino de Estratigrafía, 1992. Comité Argentino de Estratigrafía, *Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria)* N° 20, 64 p.
- Coffin, M.F. y Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32: 1-36.
- Coira, B., Caffè, P., Kay, S.M., Díaz, A. y Ramírez, A., 1996. Complejo volcánico Vilama-Sistema caldérico del Cenoicoico superior en Puna, Jujuy. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 603-620.
- Condie, K.C., 1997. *Plate tectonics and crustal evolution*. Butterworth-Heinemann, 282p., Oxford.
- Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters*, 163: 97-108.
- Corbella, H., 1973. Basaltos nefelinicos asociados al graben del Cerro Piche, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(3): 209-218.
- Corbella, H., 1984. El vulcanismo de la altiplanicie del Somuncura. Relatorio, 9° Congreso Geológico Argentino, 267-300.
- Corry, C.E., 1988. Laccoliths; mechanics of emplacement and growth. *Geological Society of America, Special Paper* 220: 1-110.
- Courtilot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponier P. y Besse, J., 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, 166: 177-195.
- Dalziel, I. W. D., Lawver, L. A. y Murphy, J. B., 2000. Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation. *Earth and Planetary Science Letters*, 178: 1-11.
- Delaney, P.T. y Pollard, D.D., 1981. Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. *U.S. Geological Survey, Professional Paper* 1202: 1-61.
- De Yoreo, J. J., Lux, D. R. y Guidotti, C. V., 1991. Thermal modelling in low pressure/high-temperature metamorphic belts. *Tectonophysics*, 188: 209-238.
- Dingwell, D.B., 1987. Melt viscosities in the system NaAlSi₃O₈-H₂O-F₂O-I. En: Mysen, B. (Ed.): *Magmatic processes: Physicochemical Principles*, pp. 423-431. The Geochemical Society, Special Publication N°1.
- Dingwell, D.B., 1998a. The glass transition in hydrous granitic melts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 107: 1-8.
- Dingwell, D.B., Hess, K.U. y Knoche, R., 1996. Granite and granitic pegmatite melts: Volumes and viscosities. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh - Earth Sciences*, 87: 65-72. Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. En: Gilbert, J.S. y Sparks, R.S.J. (Eds.): *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society, London, Special Publication, 145, pp. 9-26.
- Dingwell, D.B., 1999. Granitic melt viscosities. En: *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*, Castro, A., Fernández, C. y Vigneresse, J.L. (Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 168: 27-38.
- Dingwell, D.B., Hess, K.U. y Knoche, R., 1996. Granite and granitic pegmatite melts: Volumes and viscosities. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh - Earth Sciences*, 87: 65-72. Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. En: Gilbert, J.S. y Sparks, R.S.J. (Eds.): *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society, London, Special Publications, 145, London. pp. 145-182
- Dingwell, D.B., Hess y Romano, C., 1998. Extremely fluid behaviour of hydrous peralkaline rhyolites. *Earth and Planetary Science Letters*, 158: 31-38.
- Druitt, T.H., 1992. Emplacement of the May 18, 1980, lateral blast deposit ENE of Mount St. Helens, Washington. *Bulletin of Volcanology* 54: 554-572.

- Dvorak, J.J. y Okamura, A.T., 1987. A hydraulic model to explain variations in summit tilt rate at Kilauea and Mauna Loa Volcanoes. *U.S. Geological Survey, Professional Paper* 1350: 1281-1296.
- Dziewonski, A. M. y Anderson, D. L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25: 297-356.
- Echeveste, H., Fernández, R., Llambías, E.J., Tessone, M., Schalamuk, I., Bellieni, G., Piccirillo, E. y De Min, A., 1999. Ignimbritas tardías de alto grado en la Formación Chon Aike (Jurásico) Macizo del Deseado, San Cruz. *Actas 14º Congreso Geológico Argentina*. 182-185.
- Eichelberg, J.C., Lysne, P.C., Milleer, C.D. y Younker, L.W., 1985. Research drilling at Inyo Domes, California: 1984 results. *Transactions of the American Geophysical Union (EOS)*, 66: 186-187.
- Ellis, D.J., 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geology*, 15: 167-170.
- Ernst, R.E. y Buchan, K.L., 1997. Giant Radiating Dyke Swarms: Their use in identifying Pre-Mesozoic Large Igneous Provinces and Mante Plumes. En: Mahoney, J.J. y Coffin, M.F. (Eds.): *Large Igneous provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 100, 297-333.
- Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E., Grosfils, E. y Wilson, L., 1995. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. *Earth Science Reviews*, 39: 1-58.
- Fernández Gianotti, J.R., 1969. La diabasa de Múzeke y su contenido de níquel, sierra de San Bernardo, provincia de Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24.3: 159-171.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472p.
- Fowler, C.M.R., 1990. *The solid Earth. An introduction to global geophysics*. Cambridge University Press, 472 p.p.
- France-Lanord, C.F. y Le Fort, P., 1988. Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79: 183-195.
- Francis, E.H., 1982. Magma and sediment-I. Emplacement mechanism of late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain. *Journal of the Geological Society*, London, 139: 1-20.
- Francis, E.H., 1983. Magma and sediments-II. Problems of interpreting paleovolcanics buried in the stratigraphic column. *Journal of the Geological Society*, London, 140: 165-183.
- Francis, P., Sparks, R.S.J., Hawkesworth, C.J., Thorpe, R.S., Pyle, D.M., Tait, S.R., Mantovani, M.S. y McDermott, F., 1989. Petrology and geochemistry of volcanic rocks of the Cerro Galán Caldera, northwest Argentina. *Geological Magazine*, 136: 515-547.
- Freundt, A., 1998. The formation of high-grade ignimbrites, I: Experiments on high- and low-concentration transport systems containing sticky particles. *Bulletin of Volcanology*, 59: 414-435.
- Freundt, A., 1999. Formation of high-grade ignimbrites - Part II. A pyroclastic suspension current model with implications also for low-grade ignimbrites. *Bulletin of Volcanology*, 60: 545-567.
- Freundt, A. y Schmincke, H.U., 1995. Eruption and emplacement of a basaltic welded ignimbrite during caldera formation on Gran Canaria. *Bulletin of Volcanology*, 56: 640-659.
- Frost, R.B. y Bucher, K., 1994. Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust?. A petrological perspective. *Tectonophysics* 231: 293-309.
- Ghiorso, M. S., 1991. Temperatures in and around cooling magma bodies. En: Perchuk, L.L. (ed.) *Progress in metamorphic and magmatic petrology*, Cambridge University Press: 387-410
- Gilbert, G.K., 1887. Geology of the Henry Mountains. *U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region*, 170 p.p.
- Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L., 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: they role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9: 38-41.
- Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A. y Rochette, P., 1993. Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterisation and the regional mapping of zoned granite plutons. *Journal of Geophysical Research*, 98: 4317-4331.
- Godeas, M., 1971. El cuerpo subvolcánico riódacítico de Los Pozos, Farellón Negro, Provincia de Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 2: 19-38.
- González Bonorino, F., 1944. Nota sobre la presencia de ignimbritas en la Argentina. *Notas Museo La Plata*, 9, *Geología* 35: 577-590.
- González Díaz, E.F., 1970. Rasgos morfológicos del área volcánica del Payún Matrú. *Opera Lilloana*, 20: 1-102.
- González, P.D. y Aragón, E., 2000. Los cuerpos intrusivos subvolcánicos del cerro Bayo de la Sierra Negra, Neuquén: ejemplo de un lacolito árbol de Navidad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (4): 363-377.
- González, P.D. y Llambías, E.J., 1998. Estructura interna de las metamorfitas pre-Famatinianas. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 421-426.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I. y Panza, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16: 1-17. *Actas 7º Congreso Geológico Argentina*, 2: 569/584.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I. y Panza, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16: 1-17.

- Grissom, G.C., DeBari, S.M., Page, S.P., Page, R.F.N., Villar, L.M., Coleman, R.G. y Ramirez, M.V., 1991. The deep crust of an early Paleozoic arc; The Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper 265: 189-200.
- Gromet, L.P. y Silver, L.T., 1987. REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, 28: 75-125.
- Grout, F.F., 1918. The lopolith, an igneous form exemplified by the Duluth gabbro. *American Journal of Sciences*, 46: 516-522.
- Guerstein, P.G., 1993. El volcanismo explosivo cuaternario en el sector septentrional de la zona volcánica sur de los Andes (33° - 36° L.S.). *Primeras Jornadas Nacionales de vulcanismo, Medio Ambiente y Defensa Civil (Malargüe, 1992)*, Actas, 39-44.
- Guerstein, P.G., 1998. Mineralogía y petrografía de piroclastitas cuaternarias en el flanco oriental cordillerano y piedemonte mendocino. *7º Resúmenes Reunión de Sedimentología*, Salta: 208-210.
- Harrison, T.M., Grove, M., McKeegan, K.D., Coath, C.D., Lovera, O.M. y Lefort, P., 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, central Himalaya. *Journal of Petrology*, 40: 3-19.
- Helfrich, G.R. y Wood, B.J., 1996. 410 km discontinuity sharpness and the form of the olivine alpha-beta phase diagram: Resolution of apparent seismic contradictions. *Geophysical Journal International*, 126: F7-F12.
- Henry, C.D., Kunk, M.J., Muehlberger, W.R. y McIntosh, W.C., 1997. Igneous evolution of a complex laccolith-caldera, the Solitario, Trans-Pecos Texas: Implications for calderas and subjacent plutons. *Bulletin of Geological Society of America*, 109: 1036-1054.
- Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers. *Journal of Geophysical Research*, 96: 8097-8111.
- Hildreth, W. y Drake, R.E., 1992. Volcano Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, 54: 93-125.
- Hildreth, W. y Mahood, G.A., 1986. Ring-fracture eruption of the Bishop Tuff. *Bulletin of Geological Society of America*, 97: 396-403.
- Hoek, J.D., 1991. A classification of dyke fracture geometry with examples from Precambrian dyke swarms in the Vestfold Hills, Antarctica. *Geologisches Rundschau*, 80/2: 233-248.
- Hofmann, A., 1997. Mantle geochemistry: the message from the oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219-229.
- Holtz, S., Scaillet, B., Behrens, H., Schulze, F. y Pichavant, M., 1996. Water contents of felsic melts: Application to the rheological properties of granitic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. *Earth Sciences*, 87: 57-64.
- Huppert, H.E. y Sparks, R.S.J., 1989. Chilled margin in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 92: 397-405.
- Huppert, H.E. y Sparks, S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29: 599-624.
- Iddings, J.P., 1898. Bysmaliths. *Journal of Geology*, 6: 704-710.
- Irfune, T. y Isshiki, M., 1998. Iron partitioning in a pyrolyte mantle and the nature of the 410-km seismic discontinuity. *Nature*, 392: 702-704.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93 B4: 3211-3231.
- Jackson, M.D. y Pollard, D.D., 1988. The Laccolith-Stock controversy: new results from the Southern Henry Mountains, Utah. *Bulletin of Geological Society of America*, 100: 117-139.
- James, D.E. y Snoke, J.A., 1994. Structure and Tectonics in the Region of Flat Subduction Beneath Central Peru - Crust and Uppermost Mantle. *Journal of Geophysical Research*, 99: 6899-6912.
- James, D.E., 1971. Andean crustal and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research*, 76: 3246-3271.
- Jaupart, C., 1998. Gas loss from magmas through conduit walls during eruption. En Gilbert, J.S. y Sparks, R.S.J. (Eds.): *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*, pp. 73-90. *Geological Society, London, Special Publication*, 145.
- Jaupart, C. y Allègre, C.J., 1991. Gas content, eruption rates and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 413-429.
- Jaupart, C. y Tait, S., 1990. Dynamics of eruptive phenomena. En *Modern Methods of Igneous Petrology: Understanding Magmatic Processes*, Nicholls, J. y Russell, J.K., (eds.) *Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy*, 24: 213-238.
- Jeanloz, R. y Romanowicz, B., 1997. Geophysical dynamics at the center of the Earth. *Physics Today*, August 1997 part 1: 22-27.
- Johnson, D., 1987. Elastic and inelastic storage at Kilauea Volcano. *U.S. Geological Survey, Professional Paper* 1350: 1297-1306.
- Kay, R.W. y Mahlburg Kay, S., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219: 177-189.
- Kerr, A.D. y Pollard, D.D., 1998. Toward more realistic formulations for the analysis of laccoliths. *Journal of Structural Geology*, 20: 1783-1793.
- Kidd, R.G.W. y Cann, J.R., 1974. Chilling statistics indicate an ocean floor spreading origin for the Troodos complex, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Kinaird, J.A., Bowden, P., Ixer, R.A. y Odling, N., 1985. Mineralogy, geochemistry and mineralization of the Ririwai complex, Northern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 3: 229-251.
- Klug, C. y Cashman, K.V., 1996. Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation. *Bulletin Volcanology*, 58: 87-100.
- Knight, M. y Walker, G.P.L., 1988. Magma flow directions in dikes of the Koolau complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal Geophysical Research*, 93: 4301-4319.
- Koenig, E. y Pollard, D.D., 1998. Mapping and modelling of radial fracture patterns on Venus. *Journal of Geophysical Research*

- *Solid Earth*, 103: 15183-15202.
- Kohlstedt, D.L., Keppeler, H. y Rubie, D.C., 1996. Solubility of water in the alpha, beta and gamma phases of (Mg,Fe)₂SiO₄. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 345-357.
- Kohlstedt, D.L. y Zimmerman, M.E., 1996. Rheology of partially molten mantle rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24: 41-62.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. y Cesaretti, N., 1989. Nódulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del Bajo de Lenzaniyeu, prov. de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 217-223.
- Lameyre, J. y Bonin, B., 1991. Granites in the main plutonic series. En: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.): *Endaves and granite petrology*; Elsevier, Amsterdam, pp. 3-17.
- Lange, R.L. y Carmichael, I.S.E., 1990. Thermodynamic Properties of silicate liquids. En: Nicholls, J. y Russel, J.K. (Eds.): *Modern Methods of Igneous Petrology: Understanding Magmatic Processes*, pp. 25-64. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy Vol. 24, Washington.
- Lea, D. Y Sparks, R.S.J., 1999. Montserrat's Andesite Volcano, an educational video. *Geological Society of London*.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Shepard, S.M.F., Upreti, B.N. y Vidal, P., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134: 39-57.
- Leblanc, D., Gleizes, G., Roux, L. y Bouchez, J.L., 1996. Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rock. *Tectonophysics*, 261: 331-345.
- LeCheminant, A.N. y Heaman, L.M., 1991. Mackenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hot spot magmatism associated with ocean opening. *Earth and Planetary Science Letters*, 96: 38-48.
- Legros, F., Kelfoun, K. y Martí, J., 2000. The influence of conduit geometry on the dynamics of caldera-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 53-61.
- Leveratto, M.A., 1968. Geología de la zona al oeste de Ullún-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23: 129-157.
- Llambías, E.J., 1966. Geología y petrografía del volcán Payún Matrú. *Acta Geológica Lilloana*, 8: 265-310.
- Llambías, E.J., 1970.- Geología de los yacimientos mineros de Agua de Dionisio, provincia de Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 1: 2-32. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., 1972. Estructura del Grupo volcánico Farallón Negro, Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(2): 161-169.
- Llambías, E.J. y Leveratto, M.A., 1966. Buchitas en basaltos del volcán Payún Matrú, Mendoza y de la Base conjunta Tte. B. Matienzo, Sector Antártico Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21(2): 119-125.
- Llambías, E.J. y Malvicini, L., 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Collipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(4): 257-276.
- Llambías, E.J. y Malvicini, L., 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las sierras de El Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37: 100-143.
- Llambías, E. y Palacios, M., 1979. Geología y petrología de los plutones de Los Morros, Departamento de Malargüe, provincia de Mendoza. *Actas del 6º Congreso Geológico Argentino*, 2: 105-111.
- Llambías, E.J., Palacios, M., Danderfer, J.C. y Brogioni, N., 1978. Las rocas ígneas Cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 2: 569/584.
- Llambías, E.J., Quenardelle, S., Ortiz Suarez, A. y Prozzi, C., 1996. Granitoides sin-cinemáticos de la sierra Central de San Luis. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 487-496.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39: 220-243.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W., 1989. Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén, y sus relaciones con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 224-236.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1990. El batolito de Colangüil (29-31°S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17: 99-108.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 111-131.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Prozzi, C. y Sánchez, V., 1996. Los pendants de gneises en el plutón Gasparillo: evidencia de un metamorfismo pre-Famatiniano en las sierras de San Luis. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 369-376.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R. y Rapela, C.W. (Eds.): *Protoandean margin of Gondwana*, Special Publication of the Geological Society of London, Londres.
- Llambías, E.J., Shaw, S. y Sato, A.M., 1990. Lower Miocene plutons in the eastern Cordillera Frontal of San Juan (29.75° S, 69.30°W). *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, San Juan, 1: 83-86.
- López de Luchi, M., 1993. Caracterización geológica y emplazamiento del Batolito de Renca. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 42-53.
- MacDonald, R., Wilson, L., Thorpe, R.S. y Martin, A., 1988. Emplacement of the Cleveland dyke: Evidence from geochemistry, mineralogy and physical modelling. *Journal of Petrology*, 29: 559-583.
- Mader, H.M., 1998. Conduit flow and fragmentation. En: Gilbert, J.S. y Sparks, R.S.J. (Eds.): *The Physics of Explosive*

- Volcanic Eruptions. *Geological Society, London, Special Publication*, 145, pp. 51-71.
- Mahlburg Kay, S. y Gorrington, M.L., 1999. Evolution of the Patagonian mantle: evidence from isotopic studies of Tertiary to recent plateau lavas. *Actas 2º South American Symposium on Isotope Geology*: 556-565.
- Mahlburg Kay, S., Ardolino, A.A., Franchi, M. y Ramos, V.A., 1993. El origen de la meseta de Somun Cura: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 236-248.
- Mahoney, J.J. y Coffin, M.F., 1997. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. *Geophysical Monograph* 100, 438 pp.
- Manley, C.R., 1996. Physical volcanology of a voluminous rhyolite lava flow: The Badlands lava, Owyhee plateau, southwestern Idaho. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71: 129-153.
- Marsh, B.D. y Maxey, M.R., 1985. On the distribution and separation of crystals in convecting magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 95-150.
- Marsh, B.D., 1981. On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78: 85-98.
- Marshall, P., 1935. Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. *Royal Society of New Zealand Transactions*, 64: 323-366.
- Marti, J. y Araña, V., 1993. La Volcanología Actual. *Consejo Superior de Investigaciones Científicas*, Madrid, 578 pp.
- Mazzoni, M., 1986. Procesos y Depósitos Piroclásticos. *Asociación Geológica Argentina, Serie «B», Didáctica y Complementaria*, 14: 1-50.
- McKenzie, D., 1984. The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology*, 23: 713-765.
- McLennan, S.M. y Taylor, S.R., 1996. Heat flow and the chemical composition of continental crust. *Journal of Geology*, 104: 369-377.
- McNulty, B.A., Tobisch, O.T., Cruden, A.R. y Gilder, S., 2000. Multistage emplacement of the Mount Givens pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Bulletin of Geological Society of America*, 112: 119-135.
- Meissner, R., 1986. *The continental crust: a geophysical approach*. Academic Press, 426p., New York.
- Miller, C., Schuster, R., Klötzli, U., Frank, W. y Purtscheller, F., 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: constraints for mantle sources characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40: 1399-1424.
- Mukasa, S.B., Wilson, A.H. y Carlson, R.W., 1998. A multielement geochronologic study of the Great Dyke, Zimbabwe: significance of the robust and reset ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 164: 353-369.
- Murphy, M.D., Sparks, R.S.J., Barclay, J., Carroll, M.R., Lejeune, A.M., Brewer, T.S., Macdonald, R., Black, S. y Young, S., 1998. The role of magma mixing in triggering the current eruption at the Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies. *Geophysical Research Letters*, 25: 3433-3436.
- Mysen, B.O., 1990. Relationships between silicate melt structure and petrologic processes. *Earth Science Reviews*, 27: 281-365.
- Mysen, B., 1992. Peralkalinity, Al-Si substitution, and solubility mechanisms of H₂O in aluminosilicate melts. *Journal of Petrology*, 33: 347-375.
- Nelson, E., Bruce, B., Elthon, D., Kammer, D. y Weaver, S., 1988. Regional lithologic variations in the Patagonian batholith. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 239-247.
- Nicolas, A., 1987. *Principles of rock deformation*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holanda, 208 pp.
- Nicolas, A. y Poirier, J.P., 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. John Wiley & Sons, 444pp.
- Oliveira, E.P., Tarney, J. y João, X.J., 1990. Geochemistry of the Mesozoic Amapá and Jari dyke swarms, northern Brazil: Plume related magmatism during the opening of the central Atlantic. En: Parker, A.J., Rickwood P.C. y Tucker, D.H. (Eds.): *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Balkema, Rotterdam, pp. 173-183.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P. y Reyes, A.G., 1992. A basalto trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano. *Nature*, 356: 426-428.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, 289p.
- Paterson, S.R. y Vernon, R.H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Bulletin of Geological Society of America*, 107: 1356-1380.
- Peate, D.W., 1997. The Paraná-Etendeka Province. En Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism, Ed. Mahoney, J.J. y Coffin, M.F., *Geophysical Monograph* 100: 217-245.
- Pennacchioni, G., 1996. Progressive eclogitization under fluid-present conditions of pre-Alpine mafic granulites in the Austroalpine Mt Emilius Klippe (Italian western Alps). *Journal of Structural Geology*, 18: 549-561.
- Petford, N., Kerr, R.C. y Lister, J.R., 1993. Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, 21: 845-848.
- Phillips, W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Journal Geological Society of London*, 128: 337-359.
- Pinkerton, H. y Stevenson, R.I., 1992. Methods of determining the rheological properties of magma at sub-liquidus temperatures.
- Pinotti, L., 1998. El batolito Cerro Aspero, Provincia de Córdoba: Modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas: Tesis de Doctor, Universidad Nacional de Río Cuarto, Argentina, 203pp. Inédito.
- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E. y Llambías, E.J., 1996. Características geológico-estructurales del plutón Alpa Corral, 32º38'-32º47' y 64º55'-64º45' W, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas III: 477-486.
- Pitcher, W.S., 1997. *The Nature and Origin of Granites (Second edition)*. Blackie Academic & Professional, 387 pp., London.

- Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. y Beckinsale, R.D., 1985. *Magnetism at a Plate Edge. The Peruvian Andes*. Blackie, J. Wiley & Sons, 328p., New York.
- Pitcher, W.S. y Bussell, M. A., 1985. Andean dyke swarms: andesite in synplutonic relationship with tonalite. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. y Beckinsale, R.D. (Eds.): *Magnetism at a Plate Edge*. Blackie Halsted Press, Glasgow.
- Platten, I.M., 1982. Partial melting of feldspathic quartzite around late Caledonian minor intrusions in Appin, Scotland. *Geological Magazine* 199: 413-419. pp. 102-107
- Poirier, J.P., 1985. *Creep of crystals*. Cambridge University Press, 260p.
- Poirier, J.P., 1991. *Introduction to the physics of the Earth interior*. Cambridge University Press, 264p.
- Polanski, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio de Economía, Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas. *Cuadernos de Investigación y Estudios*, Mendoza, 4: 4-10.
- Pollard, D.D., 1987. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. En: Halls, H.C. y Fahrig, W.F. (Eds.): *Mafic Dyke Swarms*, Geological Association of Canada, Special Paper 34, pp. 5-24.
- Price, N.J. y Cosgrove, J.W., 1991. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, 502 pp.
- Puigdomenech, H.H., 1987. Geología del Granito Los Puentes-El Salado. Batolito de Colangüil, San Juan, Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino* (Tucumán), 4: 132-134.
- Quenardelle, S., 1993. Caracterización geológica-petroológica del Granito San José del Morro, provincia de San Luis. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 4: 61-67.
- Quenardelle, S.M. y Llambías, E.J., 1997. Las riolitas de Sierra Chica (37°48'S, 65°26'O): un centro eruptivo gondwánico en el bloque del Chadileuvú, provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(4): 549-558.
- Ranalli, G., 1987. *Rheology of the Earth*. Allen & Unwin, 366 p., Boston.
- Rapela, C.W. y Llambías, E. J., 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40: 4-25.
- Ringwood, A.D., 1966. The chemical composition and origin of the earth. En: Hurley, P.M. (Ed.): *Advances in Earth Sciences*. Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, pp. 287-326.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies *Journal Structural Geology*, 9: 1015-1020.
- Rowland, S.K. y Walker, G.P.L., 1990. Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bulletin of Volcanology*, 52: 615-628.
- Rubin, A.M., 1995. Getting granite dikes out of the source region. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 100: 5911-5929.
- Rudnick, R.L. y Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33: 267-309.
- Sasso, A.M., 1998. The Farallón Negro Group, Northwest Argentina: Magmatic, Hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean Back-arc. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 34: 1-18.
- Schmidt, M.W. y Thompson, A.B., APR 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*, 81: 462-474.
- Sclater, J.G., Jaupart, C. y Galson, D., 1980. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 18: 269-311.
- Secor, D., 1965. Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Sciences*, 263: 633-646.
- Sial, A.N., Toselli, A.J., Saavedra, J., Parada, M.A. y Ferreira, V.P., 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, 46: 367-392.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. y Stix, J. (editores), 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 1450 pp.
- Simpson, J.E., 1997. *Gravity currents in the environment and the laboratory*. Cambridge University Press, 244p., Cambridge.
- Sharma, P.V., 1986. *Geophysical Methods in Geology* (Second Edition), Prentice Hall, 442 pp.
- Shaw, H.R., 1972. Viscosities of magmatic silicates liquids. An empirical method of prediction. *American Journal of Science*, 272: 870-893.
- Shaw, H.R., 1980. The fractures mechanism of magma transport. En: Hargraves, R. (Ed.): *Physics of Magmatic Processes*, pp. 199-262. Princeton University press, Princeton.
- Silver, L.T. y Chappell, B.W., 1988. The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79: 105-121.
- Skarmeta, J.J. y Castelli, J.C., 1997. Syntectonic intrusion of the Torres del Paine Granite, Patagonian Andes of Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24: 55-74.
- Smith, D., Arculus, R.J., Manchester, J.E. y Tyner, G.N., 1994. Garnet-pyroxene-amphibole xenoliths from Chino Valley, Arizona, and implications for continental lithosphere below the moho. *Journal of Geophysical Research*, 99: B1: 683-696.
- Smith, R.P., 1987. Dyke emplacement at Spanish Peaks, Colorado. En: Halls, H.C. y Fahrig, W.F. (Eds.): *Mafic Dyke Swarms*, Geological Association of Canada, Special Paper 34: 47-54.
- Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Carey, S.N., Gilbert, J.S., Glaze, L.S., Sigurdsson, H. y Woods, A.W., 1997. *Volcanic Plumes*. John Wiley & Sons, New York
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. y Wilson, L., 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267: 315-318.

- Sparks, S.R.J., Young, S.R. y otros, 1998. Magma production and growth of the lava dome of the Soufriere Hills volcano, Montserrat: November 1995 to December, 1997. *Geophysical Research Letters*, 25: 3421-3424.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America*, Monograph: 1-799.
- Speight, J.M., Skelhorn, R.R., Sloan, T. y Knaap, R.J., 1982. The dyke swarms of Scotland. En: Sutherland, D.S. (Ed.): *Igneous rocks of the British Isles*. Wiley, Londres, pp. 449-459.
- Spence, D.A. y Turcotte, D.L., 1985. Magma-driven propagation of cracks. *Journal of Geophysical Research*, 90: 575-580.
- Spera, F.D.J., 2000. Physical properties of magma. En: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Editor Principal, Academic Press: 171-190.
- Spera, F.J., Borgia, A. y Strimple, J., 1988. Rheology of melts and magmatic suspensions. 1. Design and calibration of concentric cylinder viscometer with application to rhyolitic magma. *Journal of Geophysical Research*, 93(B9): 10273-10294.
- Steltenpohl, M.G., Cymerman, Z., Krogh, E.J. y Kunk, M.J., 1993. Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety mountains, Poland. *Geology*, 21: 1111-1114.
- Swanson, D.A., Dzurisin, D., Holcomb, R.T., Iwatsubo, E.Y., Chadwick, W.W., Casadevall, T.J., Evert, J.W. y Heliker, C.C., 1987. Growth of the lava dome at mount St. Helens, Washington (USA) 1981-1983. *Geological Society of America*, Special Paper 212, 1-16.
- Taylor, S.R. y Mc Lennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, 312pp.
- Teixeira, W., Renne, P.R., Bossi, J., Campal, N. y D'Agrella Filho, M.S., 1999. Ar-40-Ar-39 and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research*, 93: 153-180.
- Teruggi, M.E., Mazzoni, M.M., Spalletti, L.A. y Andreis, R.R., 1978. Rocas Piroclásticas. Interpretación y Sistemática. *Asociación Geológica Argentina*, Publicación Especial, Serie «B» 5: 1-45.
- Thompson, A.B., 1992. Metamorphism and fluids. En: Brown, G.C., Hawkesworth, C.J. y Wilson, R.C.L. (Eds.): *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University Press, pp. 222-248.
- Thompson, M. y McBirney, A.R., 1985. Redistribution of phenocrysts by convective flow in a viscous boundary layer. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 83-94.
- Tickyj, H., Basei, M.A.S., Sato, A.M. y Llambias, E.J., 1999. U-Pb and K-Ar ages of Pichi Mahuida Group, crystalline basement of south-eastern La Pampa province, Argentina. *Actas 2º South American Symposium on Isotope Geology*: 139-144.
- Toselli, A.J., Saavedra, J. y Lopez, J.P., 1997. Magmatic epidote-bearing and cordierite-bearing granitoids from NW Argentina. *Second International Symposium on Granites and Associated Mineralization (ISGAM), Excursions Guide*, Salvador, Brazil: 79-106.
- Turcotte, D.L., 1982. Magma migration. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 10: 397-408.
- Turcotte, D.L. y Schubert, G., 1982. *Geodynamics - Application of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, New York.
- Turner, D.C., 1963. Ring-structures in the Sara-Fier complex, northern Nigeria. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 119: 345-366.
- Turner, J.S. y Campbell, I.H., 1986. Convection and mixing in magma chambers. *Earth Science Reviews*, 23: 255.
- Valentine, G.A., 1992. Magma chamber dynamics. En: *Encyclopedia of Earth System Science*, Academic Press, pp. 1-17.
- van der Hillst, R.D., Widiyantoro, S. y Engdahl, E.R., 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature*, vol 386: 578-584.
- Vigneresse, J.L., 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249: 173-186.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P. y Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 37: 1579-1600.
- Vinnik, L.P., 1996., Seismic constraints on dynamics of the mantle of the Kaapval craton. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 95 (3-4): 139-151.
- Vinnik, L.P., Green, R.W.E. y Nicolaysen, L.O., 1996. Seismic constraints on dynamics of the mantle of the Kaapval craton. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 95: 139-151.
- von Gosen, W. y Prozzi, C., 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-Andean margin of Gondwana. En: Pankhurst, R. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, pp. 235-258. The Geological Society, London, Special Publication 142, Londres.
- Wada, Y., 1994. On the relationship between dike width and magma viscosity. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 99: 17743-17755.
- Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 17: 65-88.
- Walker, G.P.L., Heming, R.F. y Wilson, C.J.N., 1983. Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature*, 283: 286-287.
- Walker, K., 1969. The Palisades sill, New Jersey: a reinvestigation. *Geological Society of America, Special Paper* 111: 1-178.
- Weaver, S.G., Bruce, R., Nelson, E.P., Brueckner, H.K. y LeHuray, A.P., 1990. The Patagonian batholith at 48° S latitude, Chile; Geochemical and isotopic variations. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America Special Paper 241, pp. 33-50.
- Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1217-1232.

- Whitten, E.H.T., 1991. Granitoid suites. *Geological Journal*, 26: 117-122.
- Wickham, S.M., 1987. The segregation and emplacement of granitic magma. *Journal of the Geological Society of London*, 144: 281-297.
- Wilde, S.A., 1995. Evidence for local anatexis at high-temperature diorite contacts of the Glen Lednock Plutonic Complex, Comrie, Scotland. *Petrology*, 3(3): 200-218.
- Williams, H. y McBirney, A., 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper & Co., 397p., San Francisco.
- Williams, H., 1932. The history and character of volcanic domes. University of California *Publications in Geological Sciences*, Bulletin 21: 195-385.
- Willis Richards, J. y Jackson, N.J., 1989. Evolution of the Cornubian ore field, Southwest England: Part I. Batholith modelling and ore distribution. *Economic Geology*, 84: 1078-1100.
- Wilson, C.J.N., 1985. The Taupo eruption, New Zealand. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, A 314: 229-310.
- Woods, A.W., 1998. Observation and models of volcanic eruption columns. En: Gilbert, J.S. y Sparks, R.S.J. (Eds.): *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society, London, Special Publication, 145, London, pp. 91-114.
- Yale, L.B. y Carpenter, S.J., 1998. Large igneous provinces and giant dike swarms: proxies for supercontinent cyclicity and mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 163: 109-122.

Recibido: 14 de agosto de 2000

Aceptado: 25 de enero de 2001

Instrucciones a los Autores

El Instituto Superior de Geología (INSUGEO) publica como revista periódica la serie "Correlación Geológica". Para esta publicación se consideran artículos científicos originales (entendiéndose que no hayan sido publicados previamente ni sometidos simultáneamente a otras publicaciones), que versen sobre todas las especialidades en temas geológicos y paleontológicos. De preferencia cada volumen comprenderá trabajos unificados en una misma temática o tema seleccionado. Los artículos podrán ser Notas (extensión del orden de 6 páginas incluidas las ilustraciones) y Artículos (extensión del orden de 25 páginas). En algunos casos, con la autorización del Comité Editorial, podrán publicarse Monografías de mayor extensión.

Todos los artículos y/o trabajos monográficos que se publican en esta serie son sometidos a arbitraje de expertos nacionales e internacionales.

El estricto cumplimiento de las presentes instrucciones acelerará el proceso editorial.

Toda la correspondencia relacionada a Correlación Geológica será enviada al Director o Comité Editorial a :

Miguel Lillo 205 - 4000 S.M. de TUCUMAN - ARGENTINA ; e-mail : insugeo@unt.edu.ar

Manuscritos

- Se enviarán tres copias incluyendo las ilustraciones (fotocopias láser para láminas o figuras fotográficas y comunes para dibujos lineales), más un diskette con la versión del texto. Se agregará un juego de copias de las ilustraciones reducidas al tamaño final de la publicación (caja).
- La versión final del manuscrito, una vez concluidas las tareas del arbitraje, será enviada en una copia en papel y un diskette (preferentemente en Word).
- El texto será presentado a doble espacio, con márgenes amplios a la derecha, con hojas numeradas correlativamente, e identificadas con el nombre del autor(es) en el ángulo superior derecho.
- El texto será publicado en letra tamaño 10 mientras que el Resumen (Abstract), los Agradecimientos y la Bibliografía lo serán en tamaño 8.
- Se aceptan solamente trabajos en idioma castellano, portugués e inglés.

Organización

La organización del texto responderá al siguiente esquema :

- el título , corto e informativo, escrito en negrita, mayúsculas y minúsculas, sin punto final (letra tamaño 16). Si se incluyen taxones genéricos, deberá agregarse por lo menos una categoría taxonómica superior, adecuadamente informativa.
- nombre del (los) autor(es) (nombres en mayúsculas y minúsculas y apellido(s) en mayúsculas).
- dirección postal y organismo al que pertenecen, incluido el correo electrónico.
- propuesta del cabezal.
- nombre del autor al que debe dirigirse la correspondencia.
- el **Resumen**, en castellano para los trabajos en inglés o portugués y en inglés para aquellos en castellano. No deberá exceder las 250 palabras y deberá ser suficientemente informativo con las conclusiones del trabajo, sin referencias bibliográficas.
- las "palabras clave" y los "key words" (no más de ocho), separadas por puntos.
- El texto del trabajo que se organizará con subtítulos de solamente dos niveles, en negrita.

Los principales (Ejemplos : **Introducción, Métodos, Perfiles, Análisis, Descripción Sistemática, Discusión, Conclusiones**, entre otros), cuyo texto sigue en el renglón siguiente y los subsidiarios (Ejemplos : **localidad, holotipo, perfil, descripción, material estudiado**, entre otros) cuyo texto sigue en el mismo renglón mediante punto.

- Las descripciones sistemáticas y geológicas deberán ajustarse en un todo a las normas de los respectivos Códigos vigentes (Código de Nomenclatura Botánica/Zoológica, Código de Estratigrafía, etc.).
- De preferencia no se incluirán notas a pie de página, salvo que sean imprescindibles.
- La cita de autores en el texto podrá ser directa o indirecta y se referirá a lista bibliográfica final. Si se citan varios autores, éstos se ordenarán cronológicamente, separados por punto y coma. La cita de figuras será correlativa, indicándose como Figura xx. Las palabras en latín u otros idiomas diferentes al del texto, irán en *italica(bastardilla)*.

Bibliografía

La lista de Referencias se confeccionará tomando en cuenta los siguientes ejemplos (libros, artículos, Tesis...).

Perez, J.L. 1976. Estudio geológico y paleontológico de Barra Brava, provincia de Tucumán, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 24 : 4-8

García, H.G. 1956. Invertebrates and their environments during the Upper Cretaceous in Holland. En : F.Smith, (Ed.), *The Cretaceous in Northern Europe*, Elsevier Publishers, Amsterdam, pp 234-289

López, H.L. y Johnson, J. 1989. El descubrimiento de un nuevo mineral de titanio, en la provincia de Salta. *4º Congreso Latinoamericano de Geología* (Mendoza), *Actas* 2 : 345-369

Michigan, K.L. 1987. Pteridophyta. En : D. Madison y W. Madison (eds.) *Tree of life : an integrated Internet Project*. World Wide Web : <http://www.nmnh>

García H.G., Perez, H.L. y Gonzalez, R.H. 1985. Una fauna de dinosaurios en el Jurásico de Chubut, Argentina. En : H. Parquet (ed.), *Vertebrados Mesozoicos Argentinos, Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 57 : 67-123

López, J. y Rodriguez, T.L. 1990. *Clay minerals and their origin*. Blackwell Scientific Publications, London, 390 p.

Malcini, G. y Gregory, J.K. 1991. *[Estudio estratigráfico de las secuencias continentales al sur de la provincia de La Pampa*. Dirección Provincial de Minería, Santa Rosa (La Pampa), 48 p. inédito]

Ilustraciones

El tamaño de caja de Correlación Geológica es de 13 x 20 cm.

Todas las ilustraciones se denominarán figuras. Cuando éstas estén compuestas por más de un elemento individual, ellas serán identificadas con letras mayúsculas de imprenta. La figuras se numerarán correlativamente en el orden en que son citadas en el texto.

Es conveniente presentar las figuras en tamaños cercanos al de su publicación final y en general no proponer reducciones mayores que el 50%, pero en todos los casos en múltiplos (submúltiplos) del tamaño de caja. Las figuras preparadas en computadora se presentarán impresas en buen papel y de preferencia en impresora láser.

Las figuras deberán identificarse con el nombre del autor(es) y título del trabajo; si no fuese obvio, indicar con una flecha la posición en que deben ser colocadas, incluso la propuesta de su ubicación en el texto.

Las fotografías, en lo posible, deberán ser enviadas en una figura en el tamaño final de su publicación; deben tener buen contraste e impresas en papel brillante. Si en una figura se agrupan varias fotografías éstas deberán tonos y contrastes similares; no se aceptarán figuras con mezcla de dibujos y fotografías.

Todas las figuras deberán tener escala gráfica; las flechas u otras indicaciones sobre fotografías y dibujos deberán ser todas del mismo estilo y tamaño

Este libro fue editado por



San Miguel de Tucumán - Marzo de 2001
Catamarca 285 - Tel.: (0381) 4306689