

Libros de **Cátedra**

Manual de levantamiento geológico

Una introducción a la geología de campo

Horacio Echeveste (coordinador)

n
naturales

FACULTAD DE
CIENCIAS NATURALES Y MUSEO


Editorial
de la Universidad
de La Plata



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

MANUAL DE LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO

UNA INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA DE CAMPO

Horacio Echeveste

(coordinador)

Facultad de Ciencias Naturales y Museo



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

CAPÍTULO 14

Mapeo de rocas metamórficas

Pablo Diego González

Introducción

El metamorfismo es un proceso geológico endógeno que produce cambios en la mineralogía, estructura y composición química de rocas preexistentes y conduce a la formación de rocas metamórficas. En la litósfera, es el resultado de una perturbación térmica que puede o no estar acompañado por deformación y si no se manifiesta tal perturbación, no se produce metamorfismo, y la tectónica por sí misma, sólo produce estructuras de deformación sin cambios mineralógicos sustanciales. Según el tipo de metamorfismo, los agentes físicos y químicos actuantes, los protolitos involucrados y el ambiente geotectónico, los terrenos ígneo-metamórficos tienen rocas y estructuras diagnósticas que se representan en los mapas geológicos como masas rocosas independientes, formando distintas unidades cartográficas.

En este capítulo se explican distintas técnicas de mapeo de las rocas metamórficas, que son de uso corriente en el campo. Se complementan con caracterizaciones concisas de las rocas y de sus protolitos, de los minerales, texturas y fábricas producidas por metamorfismo regional y local. El capítulo está ilustrado con ejemplos de rocas metamórficas de los terrenos de basamento más difundidos de Argentina, tanto en los afloramientos como en muestras de mano, y aún en láminas delgadas bajo el microscopio petrográfico.

Estratigrafía de las rocas metamórficas

Los geólogos preparamos mapas y cortes geológicos para representar gráficamente mediante un dibujo, como aparecen las rocas y las estructuras en la corteza, y para ello usamos distintas técnicas de gabinete-laboratorio y de campo. Las rocas metamórficas se dibujan en un mapa o en un corte geológico como masas rocosas de límites propios (contactos), independientes de otras rocas. En forma habitual, se representan con los atributos de las formaciones y grupos o complejos y siguiendo los mismos criterios utilizados para las rocas sedimentarias (ver Capítulo 10). Sin embargo, la estratigrafía clásica basada en estas rocas no puede aplicarse en forma directa en la cartografía de las rocas metamórficas, y si se aplica directamente se deben tener ciertas precauciones. En las rocas metamórficas, por lo general, no se conoce la

edad relativa de los estratos, o sea, cuál formación está abajo y es más vieja que la que está arriba y así sucesivamente. En las rocas sedimentarias se pueden distinguir base y techo de las unidades e indicar si la secuencia está en posición normal o invertida, y con todo ello mostrar la polaridad estratigráfica. En la estratigrafía metamórfica, en la gran mayoría de los casos, estas dos cosas no ocurren y todas las rocas intercaladas dentro de una misma unidad litoestratigráfica comparten una misma edad de metamorfismo

Las rocas metamórficas en el Código Argentino de Estratigrafía

Según el Código Argentino de Estratigrafía (CAE, 1992), las rocas metamórficas que se distinguen por su composición litológica son reconocidas como unidades litoestratigráficas y se pueden cartografiar como **formaciones**, siguiendo las mismas normas, jerarquía de unidades y nomenclatura usadas para definir a las rocas sedimentarias. Las variaciones en las facies metamórficas no requieren la definición de otra formación, ya que por lo general los cambios de facies no coinciden con los contactos entre las distintas unidades de rocas metamórficas.

Para el CAE (1992), se puede utilizar a la **Formación** como la unidad esencial en la cartografía de las rocas metamórficas. Las rocas reunidas dentro de una formación tienen que tener características distintivas de color, tamaño de grano, composición mineralógica, textura y estructura en el sentido metamórfico (ver abajo). Con todos estos atributos queda implícito que una Formación tendrá un grado metamórfico propio, ya sean rocas de bajo, medio o alto grado.

En el mismo código, un **Complejo** es una unidad litoestratigráfica que no tiene una ubicación jerárquica específica. Está compuesto por un conjunto de rocas sedimentarias o ígneas o metamórficas dispuestas irregularmente o caracterizadas por una estructura complicada, y dónde no puede ser reconocida la sucesión original. El nombre combina el término Complejo con un topónimo o con la designación de una roca que corresponde al tipo litológico predominante. Además, en el nombre se aclara la naturaleza del complejo, o sea, si es ígneo, sedimentario o metamórfico. Según la definición original del CAE (1992), el término Complejo se aplica para cualquier tipo de roca, en forma análoga a una Formación, pero a diferencia de ésta, en un Complejo no se conoce la edad relativa de los estratos.

Un **Grupo** comprende a dos o más formaciones, mientras que en una **Superunidad** se agrupan dos o más complejos que tienen edades o relaciones estratigráficas comparables y rasgos litológicos, estructurales y geoquímicos semejantes (CAE, 1992). Sin embargo, el término Superunidad tiene un uso corriente en la estratigrafía de las rocas ígneas; fue creado para mapear el batolito de la Costa de Perú (Pitcher et al., 1985: 94) y agrupa distintas unidades ígneas (plutones) de menor jerarquía, denominadas **Unidad**. Según Llambías (2015: 164), de acuerdo con la definición de Pitcher et al. (1985), *“una Superunidad es equivalente a Grupo, y las unidades que integran una Superunidad son equivalentes a Formación”*. Como se aprecia, el término Superunidad fue utilizado con distintos significados descriptivos. Sobre la base de la

acepción original de Pitcher et al. (1985), la Superunidad se utiliza en la estratigrafía ígnea y, por lo tanto, se debe abandonar el uso para el mapeo de las rocas metamórficas.

Problemas estratigráficos en la aplicación directa del Código Argentino de Estratigrafía

La cartografía de las rocas metamórficas como un conjunto de rocas separadas en formaciones y complejos suele ser algo más dificultoso respecto de las rocas sedimentarias, ya que no se puede tener en cuenta el concepto del tiempo, o sea el ordenamiento cronológico relativo y sistemático de los cuerpos de roca. Tampoco se pueden considerar en sentido estricto los principios de la estratigrafía clásica de las rocas sedimentarias, como el principio de la *superposición de estratos*, de la *horizontalidad original* y la *continuidad lateral* de las capas, en los cuales está basado el CAE (1992). Otro tanto ocurre con la edad de las rocas metamórficas, ya que el metamorfismo es siempre posterior respecto de las rocas que afecta.

Para el mapeo de las rocas metamórficas, las recomendaciones del código se pueden tener en cuenta con precaución según los casos, y su aplicación estricta debe ser cautelosa, o bien, en ocasiones, deben descartarse por completo. Las recomendaciones pueden resultar útiles o más simples de usar para el mapeo de las rocas metamórficas de protolitos sedimentarios y volcánicos de muy bajo a bajo grado, donde el metamorfismo y la deformación conexas aún no borraron sus caracteres primarios (ver abajo), y entonces no es difícil agrupar los conjuntos de rocas y ordenarlos cronológicamente. Pero en la medida que aumenta el grado metamórfico y se borran progresivamente los atributos primarios de los protolitos, incluso si la anatexis se hace presente en las rocas, lo cual a su vez lleva a una mayor participación de migmatitas y de rocas ígneas, el tratamiento litoestratigráfico convencional se torna dificultoso, porque comienzan los problemas del agrupamiento natural y el ordenamiento relativo de los conjuntos rocosos. A continuación se detallan algunos problemas estratigráficos que surgen durante el mapeo de rocas metamórficas, cuando se aplica la definición de las unidades estratigráficas en forma clásica basada en las rocas sedimentarias (CAE, 1992).

Superposición de estratos: Cuando se preparan las referencias que acompañan a un mapa, se genera incertidumbre en la ubicación estratigráfica de las distintas unidades de rocas metamórficas, ya sea porque no es posible identificar la base y el techo de la sucesión y se desconoce cuál roca metamórfica está arriba y cuál abajo, como ocurre en una gran mayoría de casos, o porque no se conoce la edad del protolito. En las rocas metamórficas, sobre todo en las de alto grado, es dificultoso determinar la polaridad de las capas, o sea, la dirección hacia dónde los bancos son más jóvenes, en particular porque se obliteran los caracteres primarios de los protolitos, en relación a los cambios mineralógicos (cristalización metamórfica y recristalización) y estructurales asociados al metamorfismo. En las capas repetidas por plegamiento, en los pliegues volcados y recumbentes que tienen invertido uno de los flancos y en las *nappes* y zonas de cizalla que yuxtaponen tectónicamente capas antiguas sobre capas jóvenes, no se cumple el principio de superposición de estratos y se produce una inversión estratigráfica. Como se desconoce el orden estratigráfico original, se podrá reconstruir sólo una parte de la su-

cesión o quizá ninguna. En estos casos, las rocas metamórficas se mapean teniendo en cuenta la edad de sus protolitos.

Horizontalidad original: En las rocas metamórficas, los estratos de protolitos sedimentarios o las coladas y flujos de rocas volcánicas y piroclásticas no permanecen horizontales y sus espesores no son los originales, dado que son modificados por el metamorfismo y la deformación. Los pliegues y fallas producen la inclinación de las capas y los espesores aumentan, por contracción o estiramiento durante la formación de pliegues y *boudinage*, o bien disminuyen por aplanamiento o por disolución por presión, durante la formación de estructuras planares como el clivaje y la esquistosidad. El espesor de una capa de rocas metamórficas se considera que corresponde a un valor mínimo, respecto del espesor original de su protolito.

Continuidad lateral: en las rocas metamórficas, a diferencia de las sedimentarias y algunas ígneas, el reconocimiento y la cartografía de los tipos litológicos en sentido lateral resulta dificultoso. Las rocas metamórficas tienen una extensión lateral limitada que entorpece las correlaciones locales y regionales durante las tareas de mapeo. Un mismo protolito en igual ambiente tectónico, puede tener distinto grado metamórfico entre una región geográfica y otra, según que su posición sea interna o externa respecto del eje orogénico, que se encuentre dentro de la aureola térmica de un cuerpo ígneo, que esté cerca o lejos de la sutura en un ambiente colisional, entre otros. La dificultad en su correlación lateral se da porque las rocas se distribuyen en conjuntos de alto y bajo grado metamórfico. Más complicado aún es la correlación lateral de rocas metamórficas a través de ambientes tectónicos disímiles, ya que no sólo pueden no compartir una historia metamórfica en común, sino también puede ser distinta la historia previa a ésta, o sea los caracteres primarios de los protolitos.

Edad del metamorfismo: Como el metamorfismo es siempre más joven que las rocas a las que afecta, existe la incertidumbre de ubicar cronológicamente a las rocas metamórficas por la edad del protolito o por aquella del metamorfismo. Incluso se genera confusión en la ubicación estratigráfica de las rocas según el grado metamórfico, ya sea de bajo y alto grado.

Términos recomendados en el mapeo de rocas metamórficas

La cartografía de las rocas metamórficas puede tener diversos objetivos y para cada situación es necesario definir la escala del mapeo y la naturaleza de las unidades que se van a mapear. En los estudios petrológicos, el levantamiento de un mapa tiene por objeto la descripción de cada una de las unidades metamórficas y de sus facies más importantes, además de las rocas ígneas y estructuras de deformación conexas, sus edades relativas y el agrupamiento en episodios metamórficos, tectónicos y magmáticos mayores. El resultado es conocer con el mayor detalle posible la evolución metamórfica de los terrenos involucrados en el área de mapeo y su comparación regional.

Para realizar el mapa de un área con rocas metamórficas es necesario identificar y agrupar las rocas metamórficas en unidades, de acuerdo con la similitud litológica y estructural y de

grado metamórfico. El reconocimiento de unidades diferentes y su ordenamiento en un intervalo de tiempo definido sintetiza la evolución metamórfica del área. Estos atributos permiten establecer correlaciones entre distintos terrenos metamórficos dentro de una región de mapeo de rocas de basamento ígneo-metamórfico o a través de varias regiones. Por esta razón, para comprender la evolución geológica de una región y establecer correctas correlaciones es necesario que las unidades de mapeo estén claramente establecidas.

En los mapas y cortes geológicos, las rocas metamórficas se dibujan, a una escala adecuada, como una **formación**, mediante una línea que representa sus contactos con las formaciones vecinas. La Formación El Jagüelito del sector oriental del Macizo Norpatagónico en Río Negro (Ramos, 1975; Giacosa, 1987) tiene distintos tipos de rocas, como pizarras, filitas y cuarcitas, porque el metamorfismo accionó sobre protolitos con composiciones diferentes, pero todas comparten el mismo bajo grado metamórfico en facies esquistos verdes.

Un **complejo metamórfico** tiene contactos netos con otras unidades de rocas metamórficas vecinas, que en la gran mayoría de los casos son de tipo tectónico mediante zonas de cizalla dúctil. Un complejo está constituido por una alternancia de varios tipos de rocas metamórficas donde no es reconocible la base ni el techo de la sucesión original de protolitos, y además tiene una estructura interna compleja. Las rocas reunidas dentro de un complejo, por lo general, no se pueden separar y representar adecuadamente en un mapa como bancos individuales o conjuntos de ellos. Por un lado, porque tienen contactos transicionales, como ocurre entre paragneises de alto grado y migmatitas donde es difícil colocar el límite entre ambos; y por otra parte, porque aún si los contactos son netos, la repetición de capas por plegamiento no permite separarlos a la escala de mapeo considerada (Fig. 14-1a, b).

El nombre Complejo se acompaña del término "*Metamórfico*", para identificar su naturaleza y así distinguirlo de los complejos de rocas ígneas, seguido de un topónimo local. Por ejemplo, el *Complejo Metamórfico Nogolí* (Sims et al., 1997) del sector occidental de las Sierras Pampeanas de San Luis, está compuesto esencialmente por esquistos, paragneises y migmatitas, y en menor proporción por anfibolitas y ortogneises graníticos, y toma su nombre del pueblo de Nogolí.

El término **Complejo** equivale a **Grupo** y cada uno de los tipos litológicos que lo componen, si se pueden separar convenientemente, se reúnen en **Unidades** integrantes que equivalen a **Formación**. Una **Unidad**, para ser reconocida como tal, tiene que poder ser representada en un mapa a una escala adecuada y para un detalle de mapeo determinado. Una intercalación de rocas de poco espesor, que no puede separarse como un conjunto independiente de rocas, no se considera una Unidad (Fig. 14-1b).

En síntesis, en el mapeo de las rocas metamórficas, el Complejo es la unidad de mayor jerarquía que reúne a varias Unidades y no utilizar o abandonar el término Superunidad para referirse a un conjunto de complejos de rocas metamórficas.

En un mapa donde están representados varios conjuntos de rocas metamórficas separados en formaciones o complejos, las referencias se preparan teniendo en cuenta la edad de los protolitos. En el caso de los sedimentarios, la edad es la aportada por los fósiles –si los hubiera-, o por

los estudios U-Pb de circones detríticos, que contribuyen no sólo con la proveniencia sedimentaria (o fuente de los materiales clásticos) sino también proveen la edad máxima de sedimentación. Para los protolitos ígneos que sólo pueden ser datados isotópicamente, con excepción de las rocas volcánicas y piroclásticas interdigitadas con sedimentitas portadoras de fósiles, se considera la edad de la cristalización magmática. Las formaciones y complejos de rocas metamórficas se ordenan sucesivamente, de abajo hacia arriba en orden decreciente de edad del protolito. Si se desconocen estas edades por falta de datos concretos, las rocas se disponen en orden decreciente de antigüedad de metamorfismo, y si aún no se conocen éstas últimas, las rocas se ubican según distintos criterios geológicos (p. ej. grado metamórfico, nivel estructural, entre otros), que deben adoptarse siguiendo las normas locales de confección del mapa.

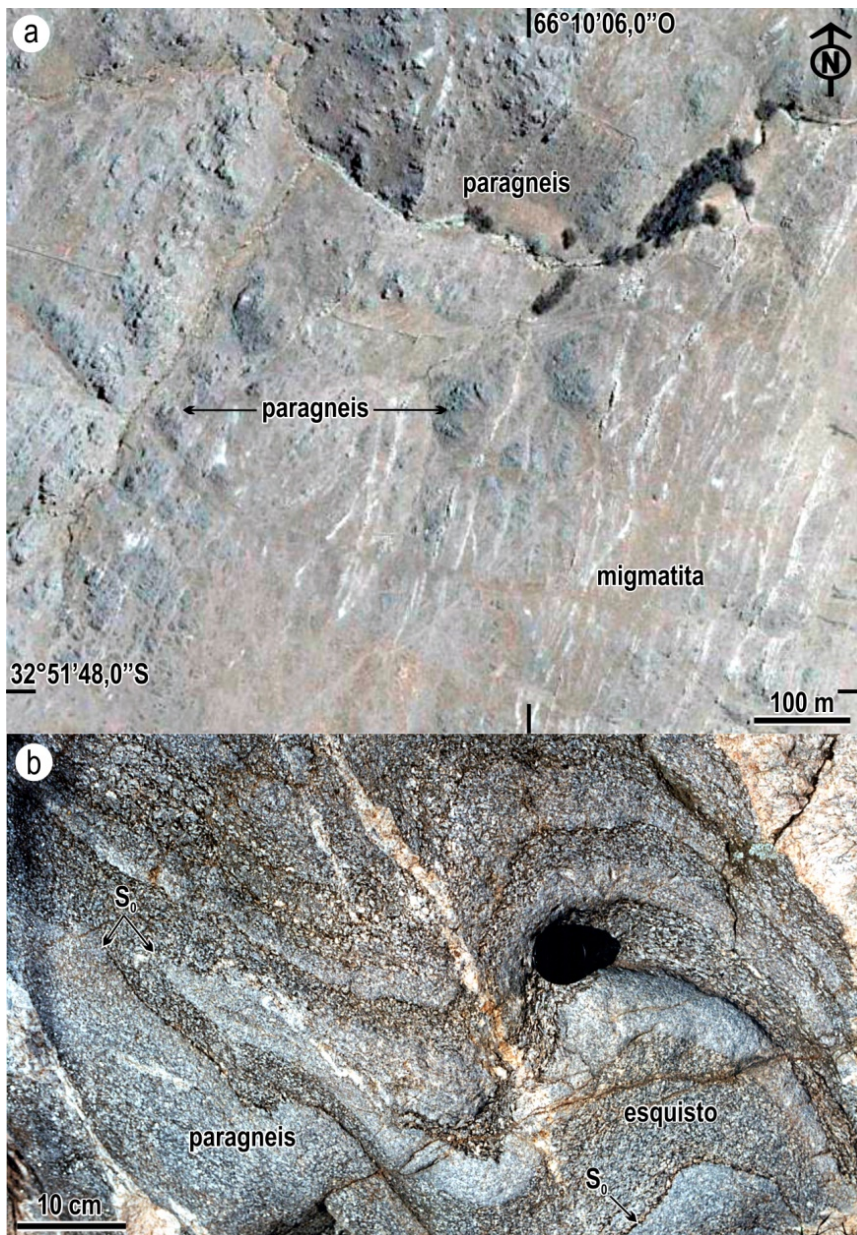


Figura 14-1. Complejo Metamórfico Nogolí, sector occidental de las Sierras Pampeanas de San Luis. **a.** Imagen satelital que exhibe un contacto transicional entre paragneis y migmatita de la Unidad Pampa de Gasparillo. En la migmatita se destaca el leucosoma granítico emplazado en forma de diques. **b.** Intercalación de esquistos y paragneis de la Unidad La Cumbre. La alternancia entre estas rocas marca el bandeamiento composicional S_0 del protolito pelítico (esquistos) y psamítico (paragneis), conservado a pesar del alto grado metamórfico. Diámetro de la tapa de escala: 55 mm.

Descripción de campo de las rocas metamórficas

Las rocas metamórficas en el campo se describen según sus propiedades observables a escala mesoscópica en muestra de mano, a simple vista u ojo desnudo y con la ayuda de una lupa de mano o cuentahílos. Se identifican el color general, el tamaño de grano (fino, medio, grueso) y la uniformidad del mismo (homogéneo, heterogéneo), los elementos de la fábrica (planos y líneas), las asociaciones minerales y paragénesis y las texturas (relación entre los porfiroblastos y la matriz). Si para caracterizar la roca no es suficiente una descripción concisa, ya sea porque la mineralogía, texturas y estructuras son complejas por la superposición de asociaciones minerales y fábricas enmascaran los previos, entonces es aconsejable dibujar en la libreta un gráfico explicativo con los distintos elementos de fábrica y de los minerales que los definen (Fig. 14-2). En este caso, el dibujo tendrá una barra de escala, referencias adecuadas y la orientación de las estructuras respecto del Norte geográfico. El gráfico puede ser un dibujo o una fotografía dibujada y es un elemento complementario esencial en la cartografía metamórfica porque representan situaciones geológicas fuera de la escala de trabajo. Se muestran relaciones esenciales para la mejor comprensión de la historia tectono-metamórfica.

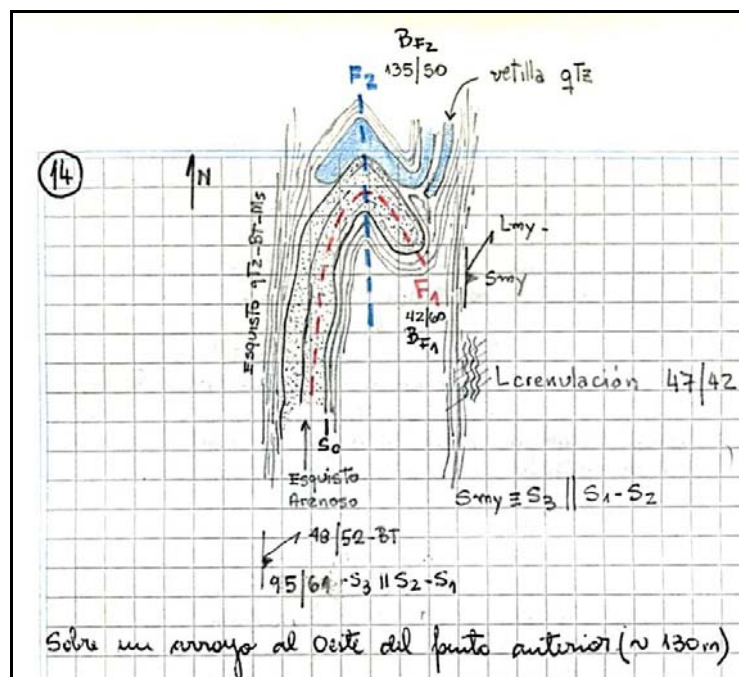


Figura 14-2. Dibujo de detalle en la libreta de campo de la fábrica (esquistosidad y lineación) y minerales de un esquistito de la Unidad Tambillito (Mesoproterozoico), Sierra de Umango, La Rioja. El dibujo tiene referencias y flecha que indica el Norte geográfico, pero carece de una barra de escala. En este caso, para salvar la omisión y tener una reseña de la escala, el lado del cuadrado tiene 5 mm de largo.

La lupa de mano es una de las herramientas indispensables para el geólogo en el campo, junto con el martillo o piqueta, la brújula y GPS, la libreta de anotaciones y la cámara fotográfica. En el caso de las rocas metamórficas de grano fino o muy fino, como pizarra y filita, puede ser necesario también que se utilice el microscopio petrográfico para describir de manera completa sus características, durante los trabajos de gabinete o laboratorio. Es indispensable en el campo tomar muestras

de mano orientadas de las rocas metamórficas, a fin de complementar la descripción petrográfica mediante el análisis de secciones delgadas bajo el microscopio petrográfico.

Las rocas metamórficas de muy bajo a bajo grado, la mineralogía y las estructuras primarias del protolito, por lo general, se conservan en forma relíctica o pseudomórfica. Durante el mapeo, el registro de estos caracteres primarios es de vital importancia para reconocer la naturaleza sedimentaria o ígnea de los protolitos y así establecer la correcta historia geológica pre-metamórfica. Para denominar en el campo a las rocas metamórficas de muy bajo a bajo grado se utiliza el prefijo “**me-ta**” seguido del nombre del protolito. Por ejemplo: meta-grauvaca, meta-pelita, meta-riolita, meta-ignimbrita. También se utiliza el prefijo “**para**” en las rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios y “**orto**” para aquellas cuyo protolito es de origen ígneo; en ambos casos seguido del nombre de la roca metamórfica. Por ejemplo, paragneis u ortogneis y para-anfibolita u ortoanfibolita. En la Tabla 14-1 se citan los nombres de las rocas metamórficas de bajo a alto grado más comúnmente usados en la cartografía y se relacionan con sus protolitos y composiciones químicas.

Tabla 14-1. Nombres de las rocas metamórficas de uso común en los mapas y cortes geológicos.

	PROTOLITO	COMPOSICIÓN QUÍMICA	ROCA METAMÓRFICA QUE PRESERVA ATRIBUTOS DEL PROTOLITO	EQUIVALENTE METAMÓRFICO DE GRADO MAS ALTO
IGNEO	Ultramáfico	muy alto Mg, Fe, Ni, Cr	meta-peridotita; meta-harzburgita	serpentinita
	Máfico	alto Fe, Mg y Ca	meta-basalto; meta-gabro; meta-diabasa (<i>meta-basitas en sentido amplio</i>)	esquisto verde, anfibolita, granulita máfica, esquisto azul, eclogita
	Félsico	alto Si, Al, Na y K	meta-volcanita (meta-riolita, meta-andesita); meta-granito	ortogneis, granulita félsica
SEDIMENTARIO	Pelítico	alto Al, K, Si	meta-pelita; meta-limolita	pizarra, filita, esquisto, paragneis, granulita félsica
	Cuarzoso	muy alto Si	meta-cuarcita	cuarcita
	Carbonático	alto Ca, Mg, CO ₂	meta-carbonática (<i>poco usado</i>)	mármol
	Cuarzo-feldespático	alto Si, Al, Na y K	meta-arenisca, meta-grauvaca	esquisto, paragneis, granulita félsica
	Margoso	mezcla de pelítico y carbonático	meta-marga	roca calcosilicática

Rocas de metamorfismo regional dinamo-térmico

Para la identificación en el campo de las rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios, primero debería tratarse de reconocer la base y el techo de la sucesión sedimentaria original, o al menos una parte de ella, sobre todo en las de muy bajo a bajo grado metamórfico que, por lo general, preservan bien los caracteres sedimentarios primarios. El reconocimiento

de la estratificación y su relación con las nuevas fábricas metamórficas es esencial para la cartografía. El diseño de los itinerarios que se seguirán para tomar los datos estructurales y metamórficos, estará controlado por la estratificación o la foliación, de manera que sea más o menos perpendicular a estas estructuras. El reconocimiento, descripción, y en algunos casos la medición de estructuras sedimentarias presentes, tanto en las superficies de estratificación como dentro de los estratos, permitirá obtener la polaridad de las capas y obtener conclusiones sobre el paleoambiente sedimentario, en definitiva permitirá reconstruir la historia del protolito con anterioridad al metamorfismo.

La estructura primaria de los protolitos sedimentarios es la *estratificación* (o *laminación* si las capas tienen menos de 1 cm de espesor); un adecuado relevamiento de la posición de las capas, acimut e inclinación, permitirá reconstruir la estructura de la región abarcada por el mapeo. Algunas estructuras sedimentarias permiten determinar la polaridad de las capas, es decir, reconocer la *base* o *piso* y el *techo* de los estratos (ver Capítulo 12 de Rocas Sedimentarias). En las rocas metamórficas plegadas, esta práctica reviste una importancia decisiva al momento del mapeo, ya que la determinación de la posición normal o rebatida de los estratos conducirá a la identificación de la estratigrafía primaria de la sucesión, así como también a una adecuada interpretación tectónica en las regiones estructuralmente complejas.

En las rocas metamórficas de bajo a alto grado de protolitos sedimentarios y volcano-sedimentarios, la estratificación sedimentaria S_0 , el clivaje o esquistosidad S_1 y los pliegues suelen guardar entre sí una estrecha relación geométrica. Si el clivaje S_1 se ubica más o menos paralelo al plano axial del pliegue se lo denomina *clivaje* o *esquistosidad de plano axial* (Fig. 14-3a). Sin embargo, no siempre es coplanar con el plano axial, puede cambiar de orientación respecto a éste y ubicarse en forma de *clivaje en abanico* a través de los estratos. La variación en la orientación del clivaje entre un estrato de roca y otro se produce cuando en la sucesión alternan protolitos con distintos tamaños de grano. Esto se debe al contraste de competencia o viscosidad entre las rocas, lo que se denomina *refracción del clivaje*. Cuanto mayor es el contraste, mayor será el ángulo de refracción del clivaje entre los estratos, como ocurre en una alternancia de rocas incompetentes (pelitas o sus equivalentes metamórficos; pizarra, filita, etc.) y competentes (arenisca; cuarcita, paragneis). Si el contraste es grande, sobre los flancos de un pliegue el clivaje S_1 es oblicuo y tiene un ángulo bajo con S_0 en las rocas incompetentes y se refracta con un ángulo mayor en las competentes (Fig. 14-3a). Si el contraste de competencia o viscosidad es bajo, como en una alternancia de bancos de fangolitas y arcillitas, el clivaje S_1 es continuo a través de los estratos (Fig. 14-3b). Otras veces, el clivaje S_1 se desarrolla únicamente en las capas micáceas incompetentes (Fig. 14-4a y b).

En el diseño final del clivaje de plano axial influyen, además del contraste de competencia o viscosidad entre las rocas ya señalados, factores como la cronología relativa entre la deformación y el metamorfismo. En particular, si el desarrollo del clivaje es algo anterior al pliegue o por el contrario, si las capas comienzan a plegarse antes de que se establezca el clivaje (Fossen, 2010). El clivaje será de plano axial y continuo a través de los estratos si ya está bien desarrollado cuando se inicia el plegamiento, mientras que será abanicado si las capas se plegan

antes que se desarrolle el clivaje. Sin embargo, como regla general, y siempre considerando un solo evento de deformación y de metamorfismo, la formación del pliegue y el desarrollo del clivaje pueden considerarse contemporáneos.

Durante el mapeo de una sucesión de rocas metamórficas de protolitos sedimentarios, la relación entre la estratificación S_0 y el clivaje o esquistosidad S_1 es útil para comprobar la presencia de pliegues y para reconstruir la geometría de los mismos. En particular, es necesario identificar tal relación en las sucesiones metapelíticas donde, por falta de contraste de viscosidad entre los bancos, el clivaje de plano axial se ubica casi paralelo y concordante a la estratificación, y es difícil identificar el cierre de los pliegues, los flancos y la charnela, sobre todo si están erodados. En muchos de estos casos, las metapelitas plegadas pueden confundirse con una secuencia homoclinal de capas.



Figura 14.3. Relación geométrica entre S_0 y S_1 en rocas metamórficas de bajo grado, plegadas. a. Filita verde con una intercalación tabular de meta-grauvaca castaño rojiza de la Formación El Jagüelito en la Herradura del Arroyo Salado (Sierra Grande), Macizo Norpatagónico, Río Negro. Está preservado el bandeamiento composicional S_0 (pelita/arena) y el clivaje S_1 de plano axial se refracta en los flancos del pliegue con menor o mayor ángulo respecto a S_0 , según la competencia o viscosidad de la filita y la meta-grauvaca. b. Flanco invertido de un anticlinal en filitas. El clivaje S_1 es continuo a través de la laminación S_0 que está definida por la alternancia de láminas de fangolita verde oscuro y de arcilita verde claro.

Esta técnica de mapeo es propicia en zonas de basamento donde las fotos aéreas o las imágenes satélites no revelan detalles de la estructura interna plegada, ya sea porque los afloramientos son pobres, están cubiertos de vegetación o de su propio regolito. También es útil en zonas de poco relieve, donde no se dispone de acceso a buenas exposiciones o cortes de las rocas para estudiar las estructuras en 3D. La técnica permite reconstruir la estructura interna de

las rocas metamórficas, a través del análisis estructural y metamórfico individual de cada afloramiento, para luego integrarlos en un mapa a escala regional (Fig. 14-5). Para aplicar esta técnica asumimos que, tanto los pliegues como el clivaje o esquistosidad se forman simultáneamente y están asociados genéticamente.

Los elementos de fábrica a identificar en forma sistemática en la libreta de campo son el rumbo e inclinación de la estratificación S_0 (y las estructuras sedimentarias conexas) y del clivaje o esquistosidad S_1 ; en los flancos normal e invertido y en la charnela de los pliegues, además de los pliegues parásitos (regla de la S-Z-M). En un pliegue de primer orden, la asimetría de los pliegues parásitos de orden menor varía en forma sistemática entre los flancos y la charnela, y es útil para identificar la ubicación de la estructura mayor de escala regional. Pliegues parásitos con forma de "S" y "Z" se ubican en los flancos, mientras que los "M" indican la zona de la charnela. La identificación de la lineación de intersección entre S_0 - S_1 es útil porque indica el buzamiento del eje del pliegue, ya que es paralelo al mismo, y también es concordante con la lineación de estiramiento contenida en S_1 . La identificación de estas estructuras no presenta mayor dificultad y la relación geométrica con los elementos del pliegue se puede consultar en cualquier texto de Geología Estructural.



Figura 14.4. Relación geométrica entre S_0 y S_1 en rocas metamórficas de bajo y alto grado, dónde el clivaje está desarrollado en una (meta-) pelita incompetente. **a.** Alternancia de pizarra y metagrauvaca de la Formación El Jagüelito (Sierra Grande), Macizo Norpatagónico, Río Negro. Está preservado el bandeamiento composicional S_0 (pelita y arena) y los bancos de metagrauvaca verde aún conservan óndulas simétricas (flechas rojas) que indican el techo de la sucesión original. El clivaje S_1 sólo es detectable en la pizarra incompetente y guarda un ángulo oblicuo de pocos grados, con S_0 . **b.** Alternancia de paragneis granatífero y esquistu biotítico granatífero del Complejo Calamuchita, Sierras Pampeanas de Córdoba. Está preservado el bandeamiento composicional S_0 y la esquistosidad S_1 en el esquistu incompetente es oblicua y de bajo ángulo respecto al S_0 . L = leucosomas de anatexis.

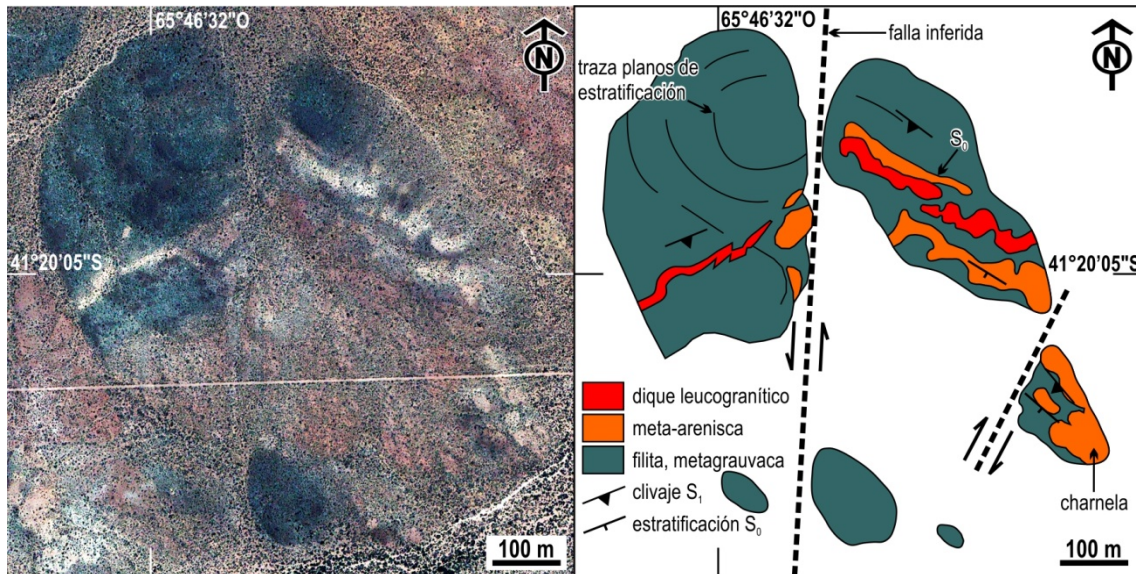


Figura 14-5. Imagen satelital de la Formación El Jagüelito en los alrededores de tapera Dragón, bloque Peñas Blancas, Macizo Norpatagónico, Río Negro. La imagen satelital y el mapeo en gabinete no revelan si el pliegue es sinclinal o anticlinal. La estructura interna se comprobará en el campo, con el análisis geométrico de la relación entre S_0 y S_1 , integrando la geología metamórfica a través de los afloramientos que están desconectados entre sí.

En un anticlinal acostado o recumbente, el clivaje S_1 inclina con un ángulo más bajo que la estratificación S_0 en el flanco invertido y viceversa en el flanco normal. Este patrón es útil para reconstruir pliegues pero es poco común, ya que el clivaje, en forma independiente de su tendencia a mostrar refracción, casi siempre es de plano axial y tiene esta orientación consistente a través de un pliegue, mientras que la actitud de las capas plegadas cambia sistemáticamente. En la práctica, el clivaje de plano axial S_1 inclina con un ángulo más bajo que la estratificación S_0 , tanto en el flanco invertido como en el normal, pero es mayor la inclinación de S_0 en este último y por lo tanto el ángulo entre S_0 y S_1 también es mayor (Fig. 14-6). En la charnela del pliegue, S_1 corta a S_0 en forma ortogonal.

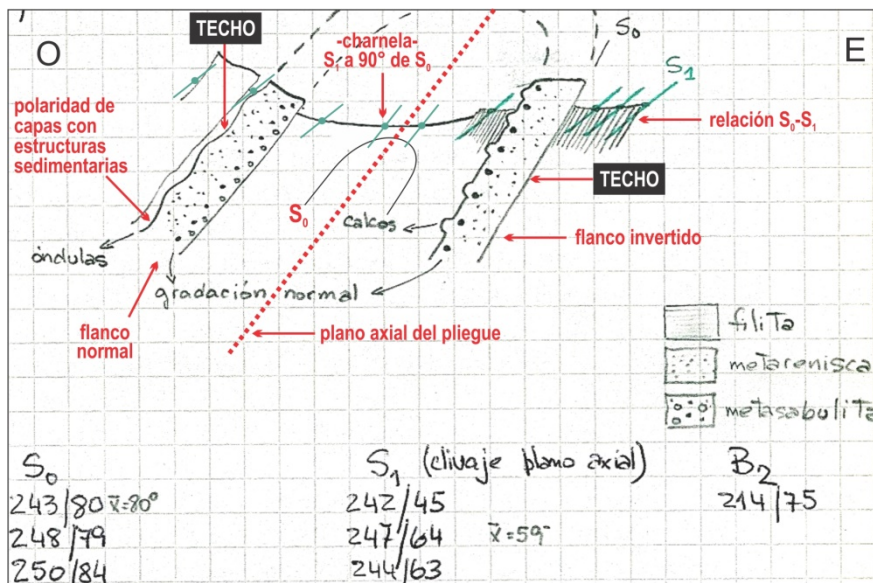


Figura 14-6. Dibujo en la libreta de campo de la relación estructural entre S_0 y S_1 en un pliegue volcado y anotación de los datos de rumbo e inclinación. La polaridad del banco psamítico se identificó con las estructuras sedimentarias y fue útil para identificar al pliegue como anticlinal.

Como ya se mencionó previamente, la identificación de las estructuras sedimentarias es vital porque indican la polaridad de las capas, y con ello la identificación del ordenamiento estratigráfico de los protolitos de un conjunto de rocas metamórficas plegadas. Además, determinando las capas antiguas y jóvenes permite clasificar a los pliegues en anticlinales y sinclinales. Si no es posible identificar la polaridad de las capas, la relación geométrica entre S_0 y S_1 y el patrón de asimetría S-Z-M de los pliegues parásitos ayudan a ubicar el ordenamiento tectónico de las capas y en este caso los pliegues se clasificarán como anti-formes y sinformes. En una sucesión de rocas metamórficas plegadas indica su piso y tope o abajo y arriba de la sucesión, o sea indica el gradiente metamórfico y de soterramiento de las rocas. El patrón de asimetría S-Z-M de los pliegues indica la dirección de transporte tectónico de la masa de rocas.

La Figura 14-7 ilustra el relevamiento sistemático de la estructura interna de la Formación Nahuel Niyeu a lo largo de un corte geológico ubicado al sur del caserío de Nahuel Niyeu (Macizo Norptagónico, Río Negro). Sobre la base del análisis de la imagen satelital, se reconoce que los afloramientos de la Formación Nahuel Niyeu tienen un diseño de drenaje dendrítico, que indica que están compuestos esencialmente por metapelitas (filitas según control de campo) donde no es posible reconocer, a esta escala, la estructura interna de las rocas (ni S_0 , ni S_1) ya que están cubiertos por su propio regolito.

El dibujo en la libreta de campo, exhibe la relación estructural entre la estratificación S_0 y el clivaje S_1 , así como los datos de sus ángulos de inclinación y la descripción de las distintas rocas metamórficas. Los datos fueron relevados en forma sistemática a lo largo de la traza del corte de rumbo NO-SE, colocando estaciones de mapeo donde la relación S_0 - S_1 permitió identificar un flanco normal o invertido o la charnela de los pliegues.

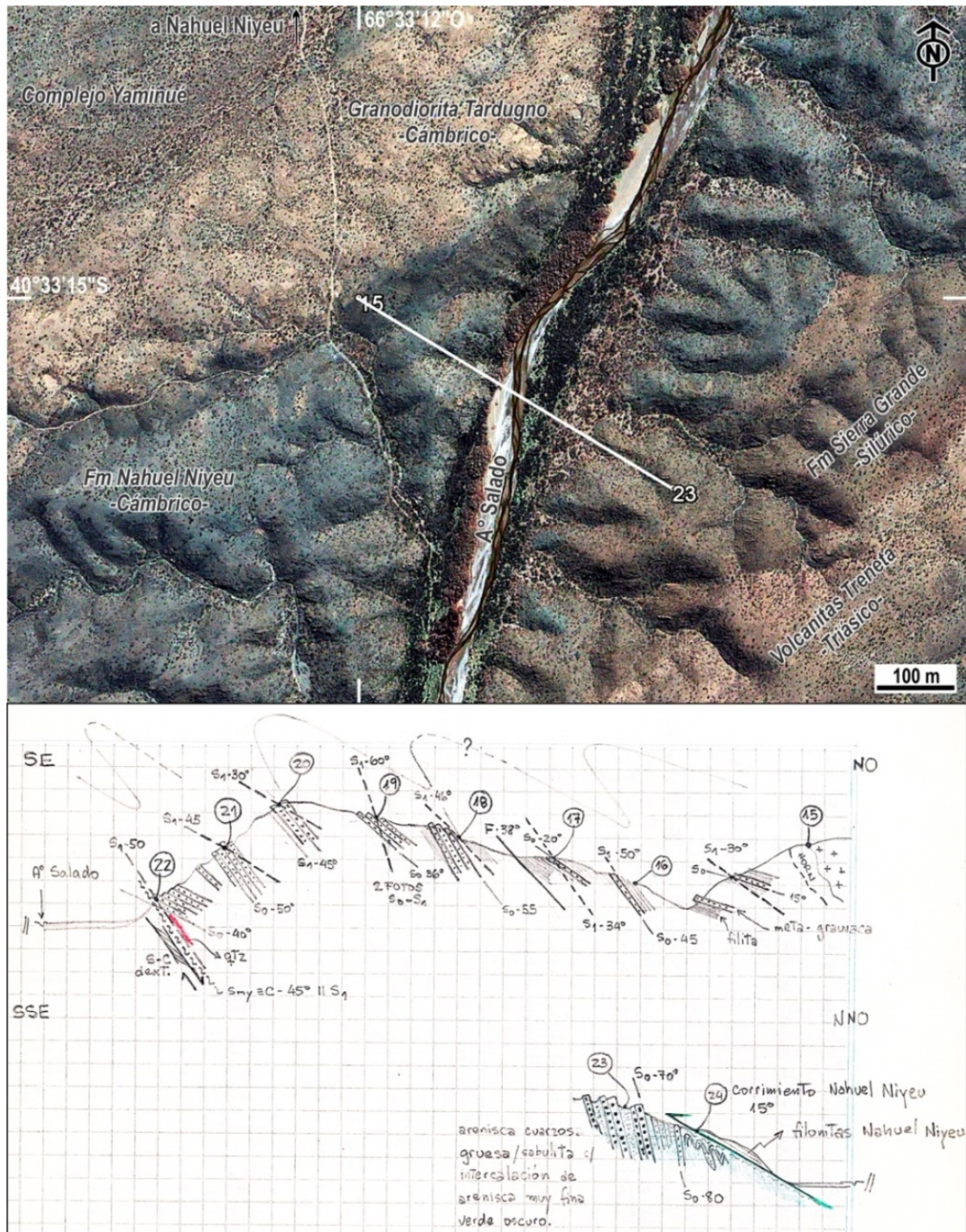


Figura 14-7. a. Imagen satelital de la Formación Nahuel Niyeu al sur del caserío homónimo, Macizo Norpatagónico, Río Negro. Exhibe la ubicación de la traza del corte geológico de rumbo NO-SE entre las estaciones de mapeo número 15 y 23. b. Dibujo de la libreta de campo del corte geológico NO-SE. Los números encerrados en círculos son las estaciones de mapeo.

Para el mapeo de una sucesión de rocas metamórficas plegadas que tiene intercalación de protolitos sedimentarios e ígneos se identifican los tipos de roca y sus protolitos, el tipo de contacto primario entre ellos y un banco u horizonte guía de mapeo (Fig. 14-8). En el caso de los protolitos sedimentarios, identificar la polaridad de las capas, si es en el banco guía mejor, y la relación entre S_0 y S_1 para identificar pliegues y reconstruir la geometría de los mismos. En los protolitos ígneos, identificar el tipo de cuerpo ígneo, ya sea intrusivo, efusivo o explosivo y sus

contactos, además de los caracteres ígneos primarios como estructuras de flujo, componentes y texturas ígneas y secundarias, fenocristales, entre otras. En las rocas metamórficas de bajo grado y protolitos piroclásticos, se conservan bien los vitroclastos y cristaloclastos primarios, que son útiles para identificar la naturaleza volcánica de una sucesión.

Los bancos que están por arriba y por abajo del banco guía son más jóvenes y más antiguos que este, respectivamente, y tienen un valor estratigráfico esencial para reconocer la base y el techo de la sucesión de rocas metamórficas. Si además se obtiene un dato geocronológico del banco guía, de cristalización magmática si es ígneo o de la edad mínima de sedimentación, acotamos la sucesión de rocas en forma cronoestratigráfica.

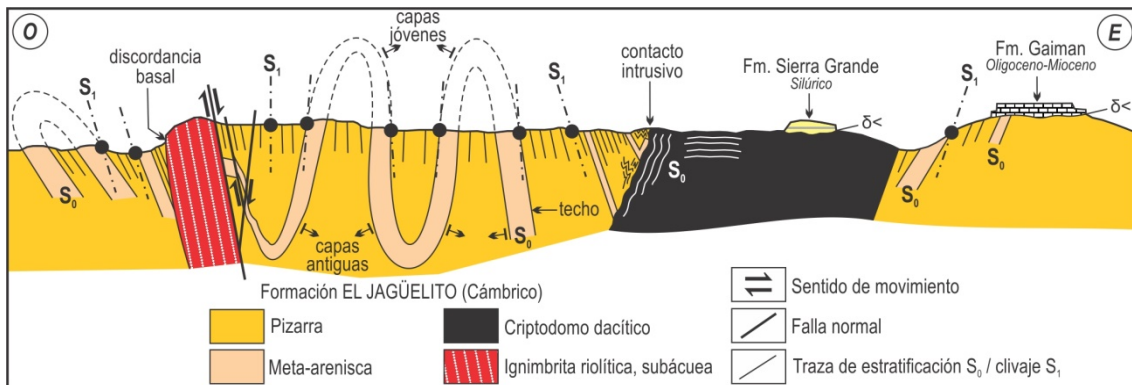


Figura 14.8. Sucesión alternante de protolitos sedimentarios e ígneos de la Formación El Jagüelito en el arroyo Salado, Macizo Norpatagónico, Río Negro. El banco guía de meta-arenisca tiene marcas de base (flutes y calcos de carga) y estratificación entrecruzada en artesas en el techo, como indicadores de la polaridad de las capas. Modificado de González et al. (2016).

La descripción en el campo de la fábrica, la textura y los minerales es vital para caracterizar las distintas rocas metamórficas y separarlas convenientemente en formaciones y complejos. La **fábrica** es la orientación relativa de las partes de una masa rocosa, siendo estas partes los planos y líneas. En la práctica es la orientación cristalográfica y/o de la forma y hábito de un mineral o grupo de minerales. Las rocas metamórficas tienen fábricas **orientadas (planares y lineales)** o **aleatorias** y para un mismo protolito, según las condiciones físicas del metamorfismo actuante, puede adquirir alguna de las dos fábricas. En las rocas metamórficas con fábricas orientadas predomina la presión de *stress* o dirigida, acompañada por el incremento progresivo de la temperatura para formar fábricas planares, lineales o mixtas.

El incremento del grado metamórfico conduce a **cambios mineralógicos** que además están acompañados por un aumento del tamaño de grano de las rocas metamórficas. Un ejemplo práctico y sencillo de ello es el *metamorfismo progrado* de un protolito pelítico arcilloso, donde predomina la fábrica planar y que incluye desde pizarras, de grano muy fino, hasta paragneises de grano grueso.

Los cambios mineralógicos que ocurren durante el metamorfismo incluyen la desaparición de minerales del protolito; la formación de minerales a expensas de granos preexistentes del mismo mineral (= *recristalización*); la formación de nuevos minerales (= *cristalización metamórfica*, de carácter sub-sólida); el aumento del porcentaje modal de un mineral ya existente, la

variación de la composición química de un mineral o de varios de ellos en forma acoplada, entre los más destacados. Los cambios mineralógicos se producen por *reacciones metamórficas* desencadenadas por cambios de temperatura, de presión o de cambios en la composición de la fase fluida, y están gobernadas por las leyes termodinámicas. Una reacción metamórfica es una *reacción química* que ocurre entre los diferentes minerales presentes en una roca metamórfica. Las reacciones metamórficas son siempre las responsables de la aparición o la desaparición de los minerales durante el metamorfismo.

En el campo, se identifican y describen los **minerales índices**, la **asociación mineral en equilibrio** (*equilibrium mineral assemblage*) y la **paragénesis mineral** (*mineral parageneses*), siempre y cuando el tamaño de grano de las rocas lo permitan. Los *minerales índices* se mapean como zonas metamórficas en un mapa de facies metamórficas. Los contactos entre las facies no siempre coinciden con aquellos de las rocas en el mapa litológico-estructural.

La *asociación mineral en equilibrio* es el conjunto de minerales que están en contacto mutuo, en una parte químicamente homogénea de la roca, mientras que la *paragénesis mineral* es el conjunto de asociaciones minerales que se suceden en espacio y tiempo, y que se reemplazan unas a otras durante la *evolución metamórfica* de un protolito. La evolución metamórfica es la trayectoria de condiciones de P y T de una roca, desde que deja la diagénesis, pasa por el campo metamórfico y finalmente se exhuma, o sea las condiciones físicas del metamorfismo progrado y retrogrado.

La identificación de una asociación mineral en equilibrio se hace a lupa y posteriormente se confirma o rectifica en lámina delgada bajo el microscopio petrográfico. En una asociación, cada mineral que la compone tiene que estar en contacto con cada uno de los miembros de la asociación; los minerales no tienen que tener zonación composicional ni ningún tipo de reemplazo, sean coronas de retrogradación ni por alteración. El tamaño de grano tiene que ser más o menos uniforme, con límites de grano coherentes y contactos racionales.

Como un ejemplo práctico, se analizan las asociaciones minerales en equilibrio y la paragénesis de un esquistos con cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita, granate y estaurolita del Complejo Metamórfico Nogolí de San Luis (Fig. 14-9). En esta roca de alto grado metamórfico, la estratificación sedimentaria S_0 del protolito se conservó en forma relíctica como un bandeamiento composicional entre la parte pelítica arcillosa (micas, granate, estaurolita) y la psamítica arenosa (cuarzo, plagioclasa).

La primera asociación mineral es de medio grado, define la esquistosidad S_1 y está compuesta por cuarzo, plagioclasa, muscovita y biotita. La segunda asociación mineral es de alto grado, se ubica en forma concordante sobre los planos axiales de los micropliegues de la esquistosidad de crenulación S_2 y se compone de granate y estaurolita. Son poiquiloblastos con trenes de inclusiones rectas de la matriz S_1 , compuesta por cuarzo, plagioclasa y micas. La paragénesis mineral del esquistos la conforman los seis minerales mencionados. El esquistos tiene preservado una parte de la trayectoria metamórfica prograda, con un *up-grade* térmico entre el bajo y el alto grado, coincidente con el desarrollo de las esquistosidades S_1 y S_2 respectivamente. Los porfiroblastos de granate y estaurolita son sintectónicos respecto a S_2 .

La textura en una roca metamórfica se refiere al tamaño relativo, a la forma y a las interrelaciones espaciales que tienen los minerales y los caracteres internos de esos minerales. Las texturas (microestructuras) proporcionan información complementaria y detalles de la historia estructural de las rocas metamórficas, antes y después de logrado el equilibrio químico metamórfico. Esta información se obtiene a partir de las texturas de cristalización metamórfica y recristalización-deformación, que también se tienen que registrar durante los trabajos de campo, y luego se complementan en el gabinete-laboratorio con análisis mineralógico-textural de láminas delgadas bajo el microscopio petrográfico.

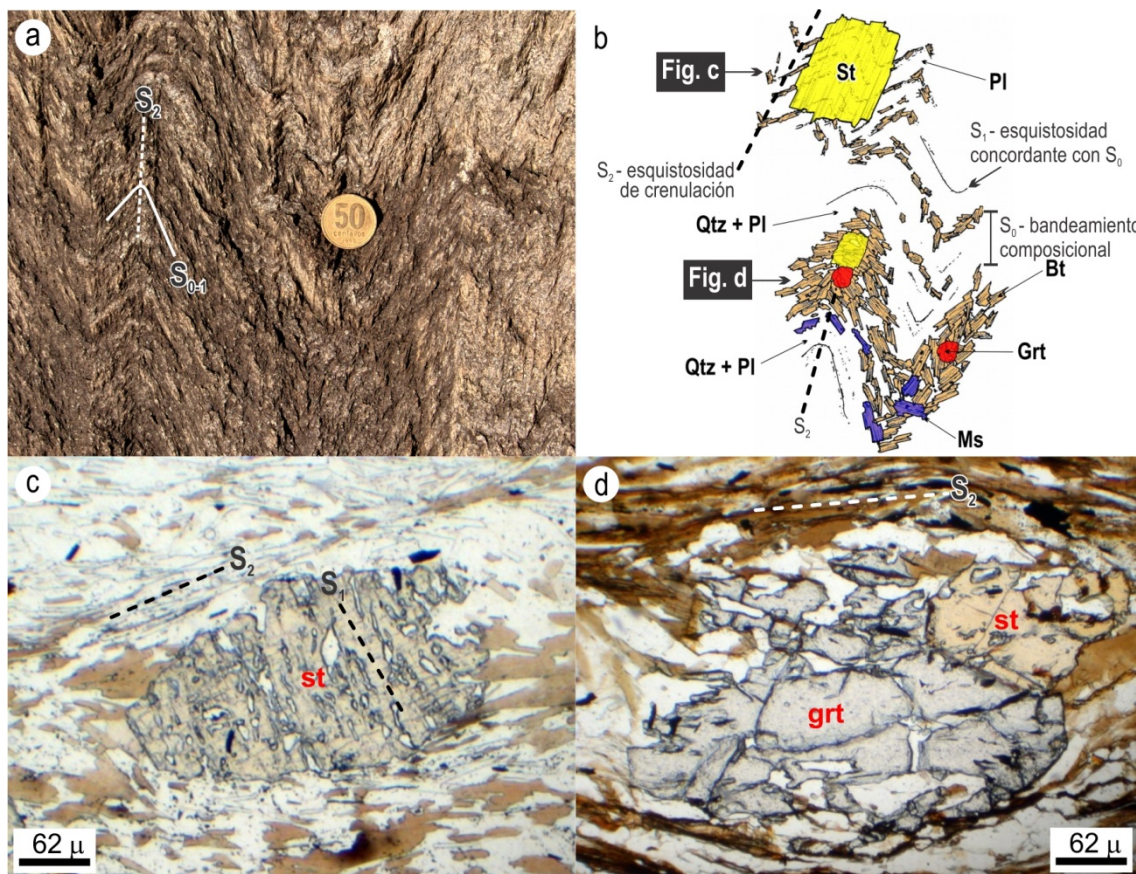


Figura 14-9. Unidad La Cumbre, Complejo Metamórfico Nogolí, sector occidental de las Sierras Pampeanas de San Luis. a. Foto en el afloramiento de un esquistos de alto grado, con una esquistosidad de crenulación S_2 que pliega a una previa S_1 (y a S_0). Diámetro de la moneda: 24 mm. b. Dibujo de la fábrica del esquistos y detalle de los minerales que forman el bandeamiento composicional S_0 y las esquistosidades S_1 y S_2 . Granate y estaurolita definen a S_2 y son de mayor grado metamórfico que los minerales de S_1 . c. – d. Fotomicrografías con nicols paralelos de porfiroblastos de estaurolita (c) y de estaurolita y granate (d) que definen la esquistosidad S_2 . Ver detalles en el texto.

Las texturas de *cristalización metamórfica* brindan información sobre los nuevos minerales formados, del aumento del % modal de un mineral ya existente y de la variación de la composición química de uno o varios mineral/es ya formados. Además, informan sobre las reacciones metamórficas desencadenadas por cambios de T, P o composición de la fase fluida y revelan detalles de la sucesión de asociaciones minerales que forman la paragénesis.

Las texturas de *recristalización metamórfica* brindan información sobre la formación de minerales a expensas de granos preexistentes del mismo mineral, sobre la relación entre los procesos de deformación que son sincrónicos con el metamorfismo (relación entre porfiroblastos y

matriz) y revela detalles de la historia deformacional y de la cronología relativa de la deformación en relación con el crecimiento de los minerales metamórficos.

Las rocas metamórficas están compuestas por combinaciones de las texturas de cristalización y recrystalización, muchas de ellas sólo identificables a escala microscópica. En este último caso, hay que tener en cuenta que el sector analizado es una porción pequeña de la roca y que es un análisis bidimensional.

Entre las texturas de cristalización metamórfica que no tienen mayor dificultad para identificarse a ojo desnudo o con la lupa de mano esta la **granoblástica**, caracterizada por granos minerales del mismo tamaño (homeoblásticos), equidimensionales (ecuanes) y con bordes irregulares o suturados. Si los bordes de los granos son rectos o ligeramente curvados y culminan en uniones triples, la textura se denomina *granoblástica poligonal*. Esta textura predomina en la fábrica aleatoria. En la textura **lepidoblástica**, los granos minerales también son homeoblásticos pero de hábito escamoso (hojoso) o tabular y son todos paralelos entre sí. Esta textura es clásica en las fábricas planares. La textura **nematoblástica** tiene los granos minerales homeoblásticos, de hábito fibroso o prismático y son todos paralelos entre sí. Esta textura es típica en las fábricas lineales.

Las texturas de recrystalización metamórfica, en lo posible, también se tienen que analizar en el campo y están vinculadas a la relación micro-estructural entre los **porfiroblastos** y la **matriz** de las rocas metamórficas. En la textura **porfiroblástica**, los *porfiroblastos* son cristales relativamente grandes formados por cristalización metamórfica, ubicados en una *matriz* compuesta por un agregado de cristales de grano fino (Fig. 14-10). Por lo general, el porfiroblasto contiene un porcentaje significativo de inclusiones pasivas que constituyen una fuente invaluable de información sobre la evolución tectono-metamórfica, como la naturaleza de los eventos de metamorfismo y deformación, la edad relativa del crecimiento mineral y la formación de una estructura (Fig. 14-9c). Generalmente las inclusiones son microscópicas y por ello sólo visibles en láminas delgadas bajo el microscopio petrográfico (Fig. 14-10).

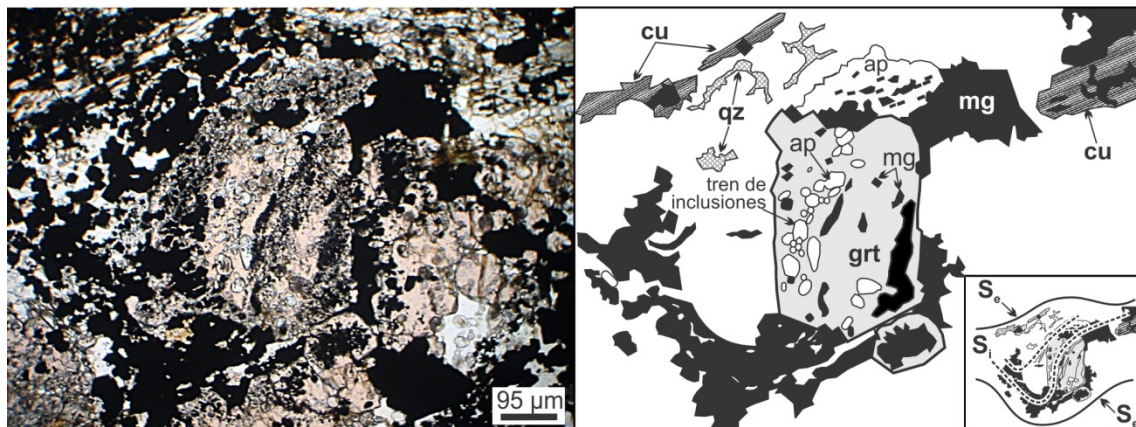


Figura 14-10. Fotomicrografía de un porfiroblasto inter-tectónico de granate de un hierro bandeado metamorfozado, Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas de San Luis. Contiene en su interior un tren de inclusiones complejas de cuarzo (qtz), apatita (ap) y magnetita (mg), que forman parte de la foliación interna (Si). La foliación externa (Se) en la matriz está compuesta por cuarzo (qtz), cummingtonita (cu) y magnetita (mg). Modificado de González et al. (2009).

Los porfiroblastos más comunes de las metapelitas son los silicatos de aluminio (andalusita, cianita y sillimanita), granate, biotita, estaurolita y cloritoide, mientras que en las metabasitas lo son el anfíbol, plagioclasa, epidoto y granate. Un análisis completo y actualizado de las relaciones geométricas diagnósticas entre porfiroblastos y matriz, se exhibe en el trabajo clásico de Passchier y Trouw (2005). Se trata de una versión modificada y actualizada del esquema propuesto por Zwart (1960, 1962), en el cual los porfiroblastos son más viejos, más jóvenes o de la misma edad que una fase de deformación específica. El análisis específico de las relaciones microestructurales y clasificación de los porfiroblastos en pre-tectónicos, sintectónicos y post-tectónicos está fuera de los alcances de este capítulo y para su consulta se remite al lector a los textos de Vernon (2004) y Passchier y Trouw (2005), entre otros.

Durante el metamorfismo regional dinamotérmico y progresivo de una arcillita se forma un conjunto de rocas con predominio de la fábrica foliada. Las rocas de muy bajo grado metamórfico como las *pizarras* son de grano muy fino a ultra-fino, en general negras a grises, y la foliación penetrativa se denomina *clivaje pizarreño*. Por lo general, ofrece cierta dificultad para su reconocimiento y descripción en el campo, aún para el ojo entrenado, en especial para distinguir las de las lutitas que son rocas sedimentarias que exhiben una fina lajosidad llamada *filicidad* (o *foliación diagenética*), y que permite que se separe en láminas delgadas cuando es golpeada con el martillo. Los filosilicatos que definen el *clivaje pizarreño*, tanto relictivos del protolito como illita-smectita y sericita metamórficos, son de escala microscópica a sub-microscópica, no se ven a ojo desnudo ni con la ayuda de la lupa de mano.

Por incremento del grado metamórfico, los filosilicatos del clivaje pizarreño aumentan de tamaño y se tornan visibles, a ojo desnudo o con ayuda de una lupa, en las muestras de mano de filitas, esquistos y gneises, o sea en las rocas de bajo a alto grado metamórfico. Las *filitas* son rocas de grano fino a medio, también tienen clivaje pervasivo y una sedosidad típica (~brillo sedoso de sus minerales) dada por los filosilicatos, especialmente clorita y sericita. Conserva granos relictivos del protolito y los filosilicatos metamórficos que marcan el clivaje se reconocen sin dificultad con la lupa de mano. El tamaño de grano algo mayor, el brillo sedoso y lo untoso al tacto permiten distinguir las de las pizarras.

Los *esquistos* son de grano medio a grueso y esquistosidad pervasiva, marcada por el alineamiento paralelo de filosilicatos o una combinación de éstos con minerales ecuanter, tabulares o prismáticos. Por lo general la cristalización-recristalización metamórfica es completa; pero en raras ocasiones se pueden conservar granos relictivos del protolito. Los minerales, principalmente muscovita y/o clorita y/o biotita en los *esquistos micáceos*, se ven fácilmente con una lupa de mano y a ojo desnudo. En los esquistos de alto grado pueden aparecer porfiroblastos de granate, estaurolita o de silicatos de aluminio. En este caso, el nombre de la roca se acompaña de un término mineralógico colocado en orden de abundancia modal, por ejemplo *esquistos biotítico granatífero*.

Los *esquistos verdes* son de grano fino a medio, con esquistosidad penetrativa y tienen un típico color verde dado por su mineralogía compuesta de abundante clorita, epidoto y actinolita, además de albita y cuarzo, que se distinguen fácilmente con una lupa de mano y a ojo desnu-

do. Se distinguen de los anteriores por su mineralogía derivada de un protolito ígneo máfico (basalto-andesita, gabro, diabasa o dolerita).

Los *paragneises* son de grano grueso, de color gris a rosado y tienen una planaridad pervasiva, ya sea *bandeamiento gnéisico* (o gneisosidad), o esquistosidad. La cristalización-recristalización metamórfica es completa y sólo conservan del protolito el bandeamiento composicional de capas de arena y pelita. El bandeamiento gnéisico está dado por la alternancia de capas o bandas de distinta composición, por ejemplo capas granoblásticas de cuarzo y feldespatos alternando con capas de filosilicatos y aluminosilicatos de hierro y magnesio. Como en los esquistos, el nombre de la roca será la palabra gneis acompañada por un término mineralógico, por ejemplo *gneis granatífero sillimanítico*. En los paragneises, los minerales se ven a ojo desnudo sin dificultad.

El clivaje y esquistosidad de las rocas metamórficas mencionadas precedentemente, pueden estar acompañados de una lineación, pero no por ello cambia el nombre de la roca. En la libreta de campo, se registra el rumbo y la inclinación tanto de la foliación como de la lineación, y si aparecen juntas, siempre se toman de a pares.

En las rocas de metamorfismo regional con fábricas **aleatorias**, los minerales no tienen una orientación definida, o sea hay ausencia de orientación. Entre ellas está la *cuarcita* que es de grano fino a grueso; dura y compacta, con fractura sub-concoidal a irregular. Por lo general es de color blanco o gris, dado que está compuesta por más de 80 % de cuarzo, que tiene estos colores. Puede conservar los caracteres primarios del protolito sedimentario psamítico.

Otra roca con fábrica aleatoria es la *eclogita*, que tiene grano medio a grueso, es densa y de alto peso específico. Procede de protolitos ígneos básicos (basalto-gabro) y por ello es, por lo general, de color negro a negro verdoso. Está compuesta por ≥ 75 % de granate (piropo) y clinopiroxeno (omfacita) y no tiene plagioclasa.

La *granulita* es una roca granoblástica de grano fino a grueso y maciza, pero que en ocasiones conserva cierta gneisosidad o foliación relíctica heredada de los gneises a los que está asociada. La granulita está compuesta por feldespatos y cuarzo, puede tener cordierita pero no muscovita. También tiene minerales que indican muy alta temperatura de metamorfismo, mayormente silicatos de hierro y magnesio anhidros. Una *granulita máfica* se constituye de >30 % minerales máficos, entre los que predominan piroxenos sobre anfíboles; mientras que una *granulita félsica* está compuesta por <30 % minerales máficos, siendo el resto feldespatos, cordierita, granate, espinelas y cuarzo.

Las rocas metamórficas que pueden tener una u otra fábrica, sea **orientada** o **aleatoria**, son la anfibolita, los mármoles y las rocas calcosilicáticas. La *anfíbolita* es de grano fino a grueso, de protolito ígneo máfico (basalto, gabro, diabasa o dolerita) y color negro, verde o castaño, o variedades de estos tres colores. Su fábrica puede ser maciza de textura granoblástica, o bandeada o foliada. Está compuesta esencialmente por >75 % de anfíbol y plagioclasa y en menor proporción por piroxenos, granate, epidoto, biotita, titanita y cuarzo.

El *mármol* es de grano fino a grueso y de protolito sedimentario químico carbonático (caliza, dolomía). Su color puede ser blanco, gris o castaño y su fábrica planar (foliación) o aleatoria

(granoblástica). Está compuesto esencialmente por carbonatos (≥ 50 % de calcita y/o dolomita y/o aragonita) y en menor proporción por cuarzo, anfíbol, piroxeno, olivina y escapolita.

Una *roca calcosilicática* es de grano fino a grueso y de protolito sedimentario margoso. Su color es blanco a gris o castaño a rosado y la fábrica puede ser maciza, bandeada o foliada. Están compuestas por ≥ 95 % de aluminosilicatos de calcio (anfíbol, piroxeno, granate, epidoto, titanita, cuarzo) y < 5 % de carbonatos (calcita y/o dolomita y/o aragonita).

La fusión parcial o *anatexis* de una metapelita, en condiciones de alto grado metamórfico regional y con agua disponible en el sistema metamórfico, forma una *migmatita* que es una roca heterogénea tanto a meso- como megascale (Fig. 14-1a). Está compuesta por partes (bandas, lentes, agregados irregulares) oscuras y claras. Las partes oscuras exhiben atributos de las rocas metamórficas y las partes claras tienen la apariencia de las rocas ígneas. Las partes de una migmatita están representadas en la Figura 14-11. El *leucosoma* es la parte clara, cuarzo-feldespática y de textura granosa equigranular. Es la parte ígnea que cristalizó desde el fundido producido por anatexis de la roca metamórfica asociada. El *mesosoma* es la parte de color intermedio entre el leucosoma y el melanosoma. Si está presente, es la parte metamórfica remanente no migmatizada del protolito. El *melanosoma* es la parte más oscura donde prevalecen los minerales máficos, principalmente biotita. Se ubica entre dos leucosomas o, si aparece mesosoma, se ubica alrededor de estos remanentes.

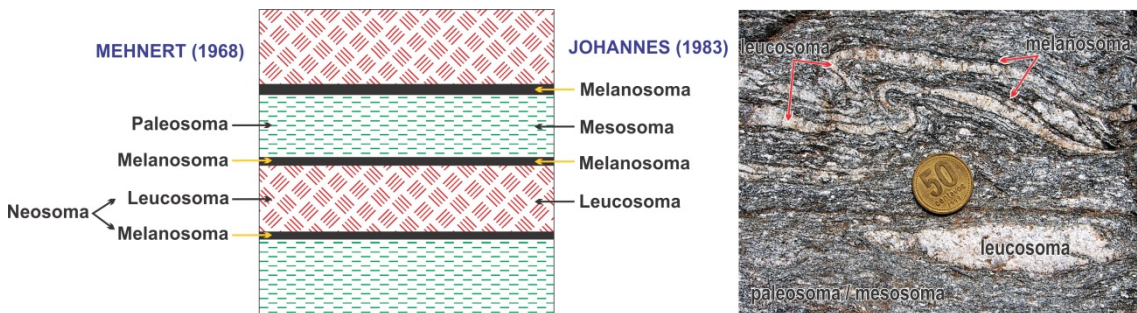


Figura 14-11. Partes de una migmatita. a. Se comparan los esquemas de Mehnert (1968) y Johannes (1983) que están compendiados en Sawyer (2008). b. Muestra de mano de una migmatita de la Unidad Tambillo, Sierras Pampeanas Occidentales de Umango (La Rioja). Diámetro de la moneda: 24 mm.

La *restita* es un remanente de roca metamórfica que queda después de la extracción del material viscoso que puede ser movilizado por fusión parcial. Y un *resister* es una roca que ofrece una gran resistencia a los procesos de granitización, como una cuarcita, y que ha sobrevivido a la formación de la migmatita circundante asociada, sin cambios químicos o mineralógicos significativos.

Rocas de metamorfismo local de contacto

El metamorfismo térmico de contacto está localizado en las rocas de caja de un cuerpo ígneo intrusivo. El magma es la fuente de calor, masa y energía mecánica necesaria para producir metamorfismo de contacto. La *aureola de contacto* es la zona alrededor del cuerpo ígneo donde se desarrolla el metamorfismo. Está caracterizada por un conjunto de rocas de caja o *rocas de contacto* que exhiben transformaciones mineralógicas, texturales y químicas, producto del efecto térmico

del intrusivo (Fig. 14-12). Las rocas de contacto son macizas y de textura granoblástica. En la aureola predominan la cristalización y recristalización metamórfica sobre la deformación y la anatexis.

En la aureola de contacto, el grado metamórfico es concéntrico respecto del contacto intrusivo y aumenta en dirección a éste, o sea desde la parte externa más alejada hacia la zona interna más próxima al intrusivo. Los minerales índices de la serie de facies de Hornfels de metamorfismo de contacto progresivo para pelitas son *clorita*, *biotita*, *cordierita*, *andalusita* y *sillimanita*. En general, no ofrecen dificultad para identificarlos a lupa y se deben registrar en los mapas de facies de metamorfismo de contacto alrededor de los intrusivos.

El espesor de una aureola de contacto varía entre pocos milímetros y varios kilómetros y depende de las propiedades reológicas y físico-químicas del magma y de la roca de caja. El tamaño y la forma de la aureola depende del tamaño, geometría (relación axial), temperatura y composición (félsico o máfico) del cuerpo ígneo, así como también su nivel de emplazamiento (superficial o profundo) relacionado al contraste térmico con la caja e historia de enfriamiento. Con respecto a las propiedades reológicas de las rocas de caja, influyen la composición del protolito, el tipo de transporte del flujo calórico (conducción y/o convección) dentro de la aureola, la presencia de fluidos (cantidad y composición) y la porosidad-permeabilidad primaria del protolito o la metamórfica previamente adquirida. Las pelitas, de la misma forma que en el metamorfismo regional, son las más sensibles al aumento térmico dado que tienen abundantes argilominerales y agua y alta porosidad original, que activan, favorecen o asisten a los procesos de cristalización / recristalización metamórfica. Los protolitos ígneos máficos son menos sensibles a la temperatura, ya que son rocas impermeables formadas por minerales anhidros y refractarios, que por lo general resisten mejor la recristalización metamórfica. Si el protolito máfico no se hidrata durante el metamorfismo de contacto puede permanecer sin cambios en la aureola, mientras que las pelitas conexas ya estarán completamente re-equilibradas.



Figura 14-12. Imagen satelital del plutón tonalítico Musters del Complejo Navarrete (Pérmico) que intruye con carácter postorogénico a filitas de la Formación Nahuel Niyeu (Macizo Norpatagónico, Río Negro). Las filitas más alejadas del contacto intrusivo aún conservan el clivaje metamórfico regional de rumbo NE-SO y además tienen porfiroblastos decusados de contacto (Fig. 14-14b). El hornfels negro es macizo, dada la recristalización por el mayor efecto térmico adyacente al contacto. Las otras rocas de contacto son filitas donde el clivaje está desdibujado por efecto de la recristalización estática.

Las aureolas de contacto se desarrollan entre la superficie, en ambientes volcánicos, y el interior de la Tierra, en el manto superior, tanto en las placas continentales como oceánicas. Se manifiestan por la formación de *hornfels* y bordes cocidos, si la caja es fría y frágil y el contraste térmico es alto entre la caja y el intrusivo (Figs. 14-12 y 14-13). O si la intrusión ocurrió en el sector interno de un terreno metamórfico, donde el contraste térmico del cuerpo con la caja es bajo, el metamorfismo de contacto se manifiesta por el incremento del grado metamórfico regional. En este caso, el *up-grade* térmico es mayor si el intrusivo es máfico, alcanzando la facies granulita en el entorno del contacto, que se elevó desde la facies anfibolita regional.

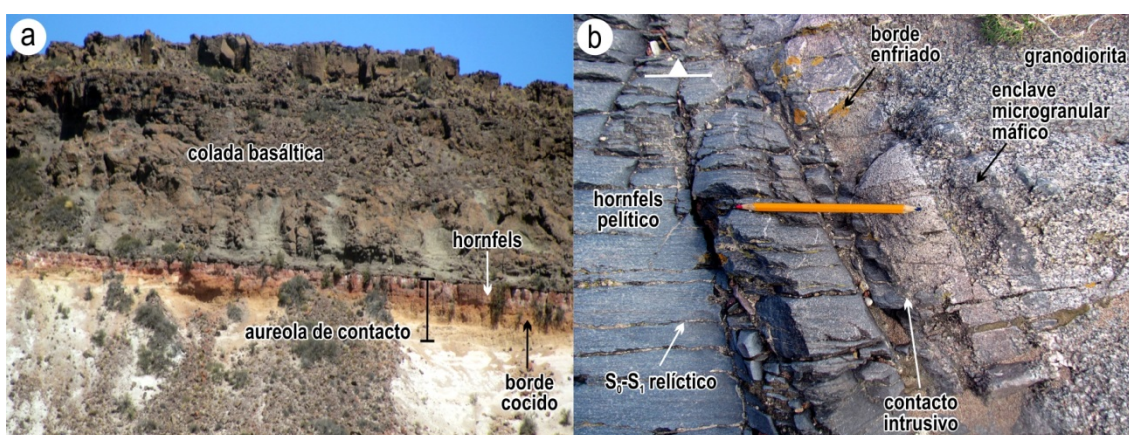


Figura 14-13. Metamorfismo de contacto con alto contraste térmico entre el cuerpo ígneo y la caja. A. Colada de basalto olivínico de la Formación Coyocho (Plioceno) imprime metamorfismo térmico en un sustrato pelítico de la Formación Río Negro (Mioceno), Ruta Nacional N° 237, Piedra del Águila (Río Negro). B. Contacto neto intrusivo del Plutón granodiorítico Arroyo Salado (Ordovícico) en metapelitas de la Formación El Jagüelito (Cámbrico), Macizo Norpatagónico, Río Negro. El intrusivo tiene un borde enfriado y la caja desarrolló un hornfels donde está desdibujada la fábrica metamórfica previa.

La roca característica de contacto es el *hornfels* o *corneana*, que es de grano fino a grueso; dura y compacta, maciza con aspecto córneo y fractura sub-concoidal a irregular. Su composición depende de la composición original del protolito. Los minerales predominantes son silicatos y óxidos y su textura es granoblástica y porfiroblástica (Fig. 14-14).

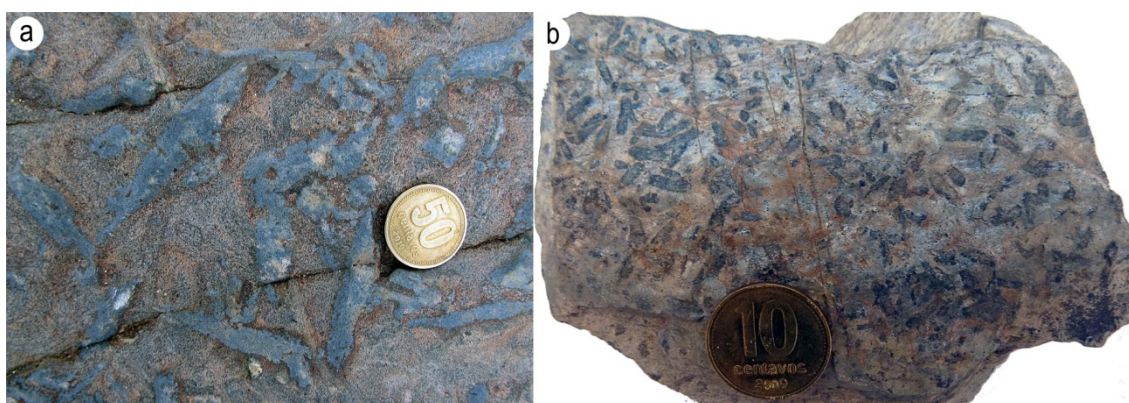


Figura 14-14. Muestras de mano de rocas de metamorfismo de contacto, Formación Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico (Valcheta, Río Negro). a) Hornfels con porfiroblastos decusados de andalucita y una matriz granoblástica gruesa. El protolito es una pelita de la Formación Piedra Santa, arroyo Catán Lil, Precordillera neuquina. Diámetro de la moneda: 24 mm. b) Filita nodulosa con porfiroblastos decusados de andalucita y clivaje desdibujado por el efecto térmico de contacto. Diámetro de la moneda: 19 mm.

Por lo general, conservan en forma relíctica atributos primarios del protolito, como estratificación o clivaje si el mismo es sedimentario. La presión no tiene mayor influencia en la formación de la mineralogía y textura. En el caso de metapelitas que ya acarrean con una fábrica orientada de metamorfismo regional formada previamente al de contacto, las rocas se denominan pizarra, filita o esquisto moteado, noduloso, porfiroblástico o decusado (Fig. 14-14).

Rocas de metamorfismo local dinámico, de cizalla o cataclástico

Las zonas de cizalla son sectores de la corteza con alta deformación frágil o dúctil heterogénea, que se concentra en zonas planas y donde acomodan el movimiento de bloques rígidos de roca. Contienen una componente rotacional que provoca el desplazamiento lateral de segmentos de roca, unos con respecto a otros. Forman patrones o sets conjugados cuyos límites están a 45° del esfuerzo compresivo principal σ_1 .

En las zonas de cizalla dúctil, el tamaño varía entre sub-milimétricas hasta varios kilómetros de ancho y largo (Fig. 14-15). Los contactos con la caja no deformada por cizallamiento son transicionales o netos. El metamorfismo conexo es dinámico (de “dislocación” o “cataclástico” o “de cizalla”), la presión es el agente esencial y el incremento térmico se produce por calentamiento friccional entre los bloques.

Las rocas de las zonas de cizalla se denominan, en sentido amplio, rocas de falla o de cizalla (ver Capítulo 11).

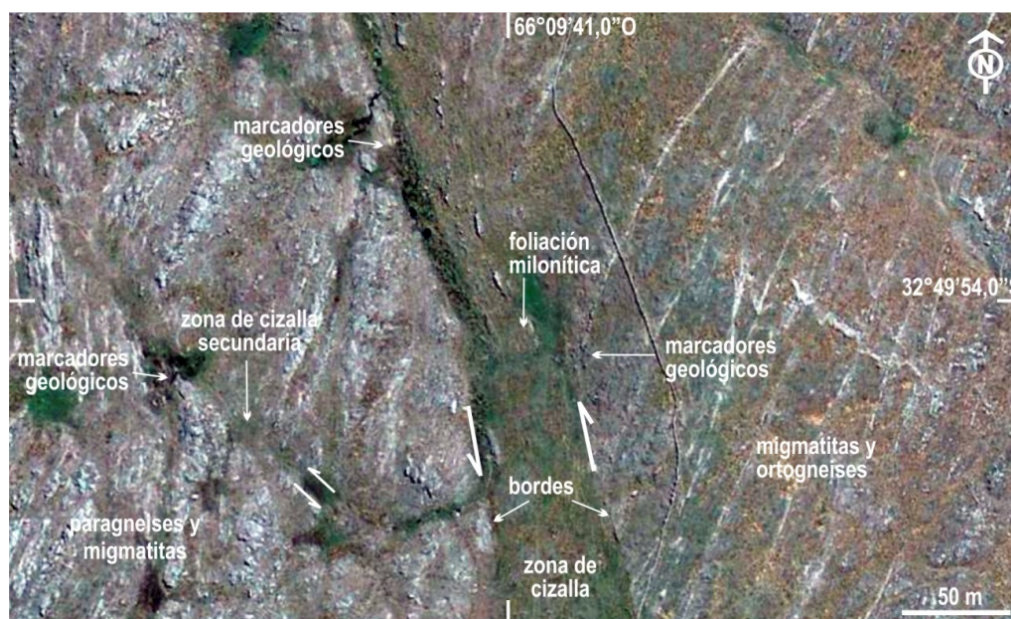


Figura 14-15. Imagen satelital de la zona de cizalla dúctil Gasparillo. La cizalla desplaza con carácter sinistral bloques de rocas de alto grado del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas, San Luis.

Agradecimientos: deseo agradecer de manera especial al Dr. Horacio Echeveste por la invitación a participar del libro. Nuestras discusiones sobre el mapeo de las rocas metamórficas fueron fructíferas para mejorar el capítulo. Un agradecimiento también especial para el Dr. Eduardo J. Llambías y el Dr. Raúl E. Giacosa, por la revisión crítica del texto y por los comentarios y sugerencias sobre varias partes del mismo que enriquecieron enormemente el contenido

del capítulo. Finalmente, agradezco dos apoyos institucionales, uno del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET) que proporcionó infraestructura y otros recursos para la redacción de este capítulo, y el otro de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP) que gestionó los recursos económicos para la publicación del libro.

Referencias

- Comité Argentino de Estratigrafía (CAE) 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina. Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 20. 64 p. Buenos Aires.
- Fossen, H. 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, 463p. Cambridge, London.
- Giacosa, R. 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 51-54. San Miguel de Tucumán.
- González, P.D., Sato, A.M, Llambías, E., Petronilho, L., 2009. Petrology and geochemistry of the banded iron formation in the Eastern Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina): implications for the evolution of the Nogolí Metamorphic Complex. *Journal of South American Earth Sciences* 28 (2), 89-112.
- González, P.D, Sato, A.M., Basei, M., Naipauer M., Varela, R., LLambías, E., Castro Dorado, A., Chemale Jr., F., Dantas, E. 2016. Cambrian K-bentonites, ignimbrites and related volcanogenic rocks in the El Jagüelito Formation, Patagonia: magmatic and paleogeographic implications. Enviado a *Journal of South American Earth Sciences*, en review.
- Johannes, W. 1983. On the origin of layered migmatites. En: *Migmatites, melting and metamorphism* (Atherton, M.P. y Gribble, C.D., eds.), 234-248. Shiva, Nantwich, UK.
- Llambías, E. 2015. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 32. Edición Especial 70° Aniversario. 237p. Buenos Aires.
- Mehnert, K. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, Amsterdam, Netherland.
- Passchier, C., Trow, R. 2005. *Micro-tectonics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 289 p. Alemania.
- Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, E., Beckinsale, R. 1985. *Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes*. Blackie, J. Wiley & Sons, 328 p., New York.
- Ramos, V.A. 1975. Geología del sector oriental del Macizo Norpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30, 274-285.
- Sawyer, E.W. 2008. *Atlas of Migmatites*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, 371p. Ottawa, Ontario, Canada.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P., Skirrow, R. 1997. Informe Geológico y Metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. IGRM-SEGEMAR, Anales 28, 148p. Buenos Aires.

- Trouw, R.J.A., Passchier, C.W., Wiersma, D.J. 2012. Atlas of Mylonites- and related microstructures. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 322 p. Alemania.
- Vernon, R.H. 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, 594p.
- Zwart, H.J. 1960. The chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees. *Geologische Rundschau*, 50, 203-218.
- Zwart, H.J. 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (central Pyrenees). *Geologische Rundschau*, 52, 38-65.

Manual de levantamiento geológico : una introducción a la geología de campo / Horacio Echeveste ... [et al.] ; coordinación general de Horacio Echeveste. - 1a ed . - La Plata : Universidad Nacional de La Plata ; La Plata : EDULP, 2018.

Libro digital, PDF - (Libros de cátedra)

Archivo Digital: descarga y online
ISBN 978-950-34-1623-5

1. Mapa. 2. Geología. I. Echeveste, Horacio II. Echeveste, Horacio, coord.
CDD 551

Diseño de tapa: Dirección de Comunicación Visual de la UNLP

Universidad Nacional de La Plata – Editorial de la Universidad de La Plata
47 N.º 380 / La Plata B1900AJP / Buenos Aires, Argentina
+54 221 427 3992 / 427 4898
edulp.editorial@gmail.com
www.editorial.unlp.edu.ar

Edulp integra la Red de Editoriales Universitarias Nacionales (REUN)

Primera edición, 2018
ISBN 978-950-34-1623-5
© 2018 - Edulp

n
naturales



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA