

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



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

Presentación

El mapa geológico constituye la información básica de cualquier informe geológico. Esto es así debido a que en él se sintetiza toda la información necesaria para comprender la evolución geológica de una región o área. Se trata de la conclusión del trabajo geológico, y por ello es una herramienta universal que todos los lectores pueden comprender. A su vez, el mapa geológico es el punto de partida para cualquier discusión e interpretación, y por ello ninguna publicación debería carecer del mismo. Por ser el lenguaje básico de los geólogos, los trabajos geológicos sin los mapas correspondientes serían incompletos en mi opinión.

Cuando se confecciona un mapa geológico se requiere identificar a cada una de las unidades mapeables y definir sus edades relativas, tarea que conlleva el detallado conocimiento de los contactos entre las unidades. Los objetivos de un mapa geológico son variados y dependen de la finalidad de la investigación. Los mapas más básicos son los que sintetizan la geología de una región sin discriminar una especialidad. Son las cartas geológicas que cubren el territorio de cada país. Otros mapas tienden a enfatizar la evolución de un proceso específico, como la evolución de un volcán, de un complejo metamórfico, de una cuenca sedimentaria, de un distrito minero, etc. Los mapas aplicados a obras de ingeniería, a la exploración de yacimientos o al desarrollo hidráulico son esenciales para determinar la factibilidad de la obra. No obstante, y a pesar de sus objetivos diferentes, todos tienen en común la definición de las unidades mapeables a la escala de trabajo, sus edades relativas y sus relaciones estructurales.

Las unidades en los mapas de riesgos y peligrosidad respecto a la actividad humana se definen como áreas de grado de peligrosidad. Sus objetivos apuntan a la diagramación de la urbanización de ciudades y al trazado de caminos, diques, puentes, etc.

Debido a que un mapa geológico se representa en un plano, es conveniente acompañarlo con perfiles o secciones geológicas representativas para ilustrar la tercera dimensión. De esta manera, se puede estimar el volumen de sus unidades, su posible distribución en el subsuelo, y visualizar mejor las relaciones estratigráficas y tectónicas.

El libro "Manual de levantamiento geológico, una introducción a la geología de campo" consta de 14 capítulos y 5 anexos escritos por diversos autores. Los primeros nueve capítulos están dedicados a explicar y describir las herramientas necesarias para la confección del mapa geológico. Incluyen los sistemas de referencias geográficas, la carta topográfica y su confección como mapa base, técnicas planimétricas y altimétricas, fotografía aérea e imágenes satelitales como auxiliares del levantamiento geológico y los métodos para construir el mapa geológico. Los cuatro capítulos siguientes están dedicados a mapeos geológicos espe-

cíficos como el mapeo de estructuras, de unidades sedimentarias, de rocas ígneas, rocas metamórficas. El último capítulo está destinado a la confección de secciones geológicas y a la redacción del informe. Los cinco anexos que contiene el libro proporcionan información y metodologías de trabajo adicionales, así como la solución de problemas frecuentes. En el último anexo se introduce al lector en los sistemas de información geográfica, indispensable en la actualidad para la confección del mapa geológico y que permite volcar los datos automáticamente en mapas georeferenciados.

La comunidad geológica apreciará, sin duda, la publicación de este libro sobre mapeo geológico. Para los estudiantes de geología significa una materia inestimable en su formación. También será de gran utilidad a toda la comunidad geológica, para mejorar la calidad de los mapas, y adicionalmente incentivar la inclusión en informes y publicaciones de mapas geológicos que sintetizen las novedades estratigráficas que se proponen a raíz de nuevos datos. Es de desear que nuevas propuestas estratigráficas basadas en datos nuevos se reflejen en nuevos mapas.

Eduardo Llambias

La Plata, abril de 2017

Índice

Introducción	14
---------------------	----

Capítulo 1

Sistemas de referencia geográficos	15
Introducción	15
Forma de la tierra y coordenadas geográficas	15
Latitud – Longitud	16
El elipsoide	19
Datum Horizontal	19
Altura	20
Proyecciones cartográficas	21
Proyecciones acimutales	22
Proyecciones cónicas	23
Proyecciones cilíndricas	25
Proyección de Mercator	25
Proyección Transversa de Mercator o Gauss-Krüger	25
Proyección Universal Transversa de Mercator (UTM)	27
Sistemas de coordenadas planas	29
Sistema de coordenadas planas de la proyección Gauss-Krüger	30
Sistema de coordenadas planas de la proyección UTM	30
Cuadrantes en topografía	31
Sistema de coordenadas polares	32
Escala	33
Referencias	34

Capítulo 2

La carta topográfica como mapa base	35
Introducción	35
Cartas topográficas de la república argentina	37
Los tres nortes de las cartas topográficas	39
Declinación e inclinación magnética	40

Cálculo de la declinación magnética _____	43
---	----

Capítulo 3

Introducción a la construcción del mapa base topográfico _____	45
Introducción _____	45
Topografía _____	45
Planimetría y altimetría _____	46
Representación del relieve _____	47
Curvas de nivel _____	48
Modelos de elevación digital _____	52
Fotogrametría digital _____	55
Que se puede representar en función de la escala del mapa? _____	55
Medición de ángulos y distancias _____	56
Medición de ángulos horizontales y verticales _____	56
Medición de distancias _____	59
Mediciones directas de distancia _____	59
Medición indirecta de distancia _____	62
Referencias _____	67

Capítulo 4

Técnicas Planimétricas _____	68
Introducción _____	68
Redes de apoyo _____	69
Poligonales _____	69
Tipos de poligonales _____	69
Medición de ángulos horizontales en poligonales _____	71
En poligonales levantadas con brújula _____	71
En poligonales levantadas con teodolito _____	73
Triangulación _____	74
Errores en las mediciones _____	76
Compensación de poligonales _____	77
Ejemplo _____	80
Compensación de triangulaciones _____	83
Referencias _____	83

Capítulo 5

Técnicas Altimétricas _____	84
Introducción _____	84
Instrumental _____	84
Horizontes aparente, óptico y verdadero _____	87

Tipos de nivelación	89
Nivelación Geométrica o Directa (por alturas)	89
Puesta en estación del nivel	89
Nivelación geométrica simple desde el medio	90
Nivelación geométrica compuesta desde el medio	90
Nivelación Geométrica Simple desde el extremo	93
Comprobación de la horizontalidad del eje de colimación	93
Nivelación trigonométrica o indirecta (por pendientes)	94
Nivelación taquimétrica	95
Nivelación abierta y nivelación cerrada o controlada	96
Errores y tolerancias	97
Compensación del error de cierre vertical en nivelaciones cerradas o controladas	97
Nivelación Barométrica	98
Referencias	98

Capítulo 6

Levantamiento del mapa base topográfico	100
Levantamiento expeditivo con brújula y pasos	100
Brújula Brunton como instrumento topográfico	100
Corrección de acimuts por declinación magnética	103
Levantamiento con base de poligonal	103
Levantamiento con escuadra de prismas	104
Método de la cuadrícula	104
Levantamiento por coordenadas ortogonales	106
Levantamiento con plancheta y alidada	107
Plancheta	107
Alidada (o dioptra)	107
Orientación del tablero	108
Levantamientos de puntos	109
Por estadimetría	109
Por intersección	109
Por resección	110
Punto de paso	110
Levantamiento de detalle con estación total o teodolito	112
Teodolito	112
Tipo de teodolitos	115
Simples	115
Reiteradores	115
Repetidores	115
Estación total	116

Condiciones de exactitud _____	116
Puesta en estación _____	117
Nivelar con precisión el nivel tubular _____	118
Ajuste del ocular _____	118
Levantamiento de puntos _____	118
Orientación del teodolito/estación total _____	119
Elección de los puntos a levantar _____	119
Referencias _____	120

Capítulo 7

El GPS en el levantamiento geológico _____	122
Introducción _____	122
Componentes del sistema _____	123
Satélites _____	123
Estaciones de tierra _____	123
Receptores _____	123
Fundamentos del sistema GPS _____	123
Precisión en la ubicación _____	125
Cálculo de posición diferencial _____	126
Alcances y aplicaciones básicas del receptor GPS _____	127
Datum _____	127
Sistema de Coordenadas _____	128
Instrucciones para configurar las coordenadas del GPS en Gauss-Krüger _____	128
Norte _____	129
Determinación de un punto (Waypoint, Location o Land Marks) _____	129
Ruta _____	130
Itinerarios (Tracks) _____	130
Ir a (GoTo) _____	130
Referencias _____	131

Capítulo 8

La fotografía aérea como mapa base y fotogrametría digital _____	132
Introducción _____	132
La fotografía aérea en el levantamiento geológico _____	132
Escala de la fotografía _____	135
Desplazamiento y deformación de la imagen _____	136
Mosaicos _____	137
Fotoíndice _____	137
Visión estereoscópica _____	137
Estereoscopios _____	138

Fotogeología, fotointerpretación _____	139
Método de trabajo _____	140
Tono y Textura _____	141
Fotogrametría digital _____	144
<i>Structure from motion</i> (SFM) _____	144
Flujo de trabajo _____	145
Algunas experiencias de trabajo _____	147
Referencias _____	149

Capítulo 9

La imagen satelital en el levantamiento geológico _____	150
Imágenes satelitales en la teledetección _____	150
El espectro electromagnético _____	150
Un poco de historia _____	155
Componentes del sistema de obtención de imágenes satelitales _____	155
Plataformas espaciales _____	155
Instrumentos de observación _____	156
Distorsión de la imagen _____	157
Resolución _____	157
Resolución espacial _____	157
Resolución espectral _____	158
Resolución radiométrica _____	159
Resolución temporal _____	160
Estructura de la imagen _____	160
Visualización de la imagen _____	161
Procesamiento de imágenes digitales _____	161
Referencias _____	164

Capítulo 10

Métodos de mapeo geológico _____	165
Introducción _____	165
Tipos de mapa geológico _____	166
Unidades de mapeo _____	167
Definición del nombre de la roca _____	168
Descripción de la roca _____	168
Métodos de mapeo _____	168
Mapeo de contactos _____	168
Mapeo por afloramientos o mapeo de todos los afloramientos _____	172
Mapeo por perfiles _____	172

Traza de contactos según la regla de las V geológicas _____	175
Problema de los tres puntos _____	180
Ejercicios _____	181
Resultados _____	184
Referencias _____	185

Capítulo 11

Mapeo de estructuras _____	186
Introducción _____	186
La brújula geológica para la medición de elementos estructurales _____	186
Definiciones _____	186
Tipos de notación _____	187
Medida de planos y líneas con la Brunton _____	190
Planos _____	190
Líneas _____	192
Pliegues _____	193
Que medir en un pliegue _____	195
Fallas _____	198
Que medir en una falla _____	200
Desplazamiento de la falla _____	201
Rocas de falla _____	206
Diaclasas _____	209
Referencias _____	209

Capítulo 12

Mapeo de rocas sedimentarias _____	211
Introducción _____	211
Descripción de la roca sedimentaria _____	211
Textura _____	211
Tamaño de Grano _____	211
Selección _____	212
Morfología de los clastos _____	213
Fábrica _____	213
Color _____	214
Composición _____	214
Estructuras sedimentarias _____	215
Contenido fosilífero _____	216
Registro gráfico de la secuencia sedimentaria _____	216
Registro de espesores _____	218
Método del báculo de Jacob _____	218

Método con la altura del operador _____	219
Distintos casos en la medición y cálculo de espesores _____	220
Caso I: Capas horizontales _____	220
Caso II: Capas verticales _____	220
Caso III: Capas inclinadas con pendiente cero _____	221
Caso IV: Capas inclinadas ($\alpha + \beta < 90^\circ$) _____	221
Caso V: Capas inclinadas ($\alpha + \beta > 90^\circ$) _____	222
Caso VI: Capas inclinadas, la capa y la pendiente inclinan de en la misma dirección _____	222
Caso VII: La pendiente es mayor que la inclinación de _____	223
Mediciones de espesor a partir del mapa Geológico _____	223
Inclinación en contra de la pendiente _____	223
Inclinación a favor de la pendiente con un ángulo mayor _____	224
Inclinación a favor de la pendiente con un ángulo menor _____	225
Referencias _____	225

Capítulo 13

Mapeo de rocas ígneas _____	226
Introducción _____	226
La descripción de campo de las rocas ígneas _____	227
Texturas de las Rocas Ígneas _____	228
Parámetros texturales _____	228
Texturas generales de las rocas ígneas _____	230
Texturas de las Rocas Plutónicas _____	230
Texturas de las Rocas Volcánicas Lávicas _____	232
Texturas de las Rocas Volcánicas Piroclásticas _____	233
Clasificación de las rocas ígneas _____	234
El diagrama QAPF _____	235
Índice de Color _____	237
Clasificación de las Rocas Ígneas Clásticas _____	237
Resumiendo _____	238
Referencias _____	240

Capítulo 14

Mapeo de rocas metamórficas _____	241
Introducción _____	241
Estratigrafía de las rocas metamórficas _____	241
Las rocas metamórficas en el Código Argentino de Estratigrafía _____	242
Problemas estratigráficos en la aplicación directa del Código Argentino de Estratigrafía _____	243

Términos recomendados en el mapeo de rocas metamórficas	244
Descripción de campo de las rocas metamórficas	247
Rocas de metamorfismo regional dinamo-térmico	248
Rocas de metamorfismo local de contacto	261
Rocas de metamorfismo local dinámico, de cizalla o cataclástico	264
Referencias	265

Capítulo 15

Mapas, secciones geológicas e informe	267
El mapa de campo (mapa borrador)	267
Volcando datos sobre el mapa base	269
Anotaciones en la libreta	274
El mapa final	276
Coloreado del mapa	278
Información adicional del mapa	279
Referencias	279
Sistema de coordenadas y nortes	279
Escala numérica, gráfica y equidistancia	280
Mapa de ubicación (mapa de posición relativa a otros mapas limítrofes)	281
Etiqueta o carátula	281
Secciones Geológicas	282
Dibujo de la sección	283
Inclinación verdadera y aparente	285
Secciones sobrealzadas	287
Informe geológico	288
Título	289
Introducción	289
Antecedentes (o marco geológico regional)	289
Metodología	289
Resultados	289
Discusión	290
Conclusiones	290
Lista de trabajos citados en el texto	290
Trabajos citados en el texto	290
Referencias	291

Anexo I

Medida de ángulos en algunos modelos de teodolitos de limbos metálicos y de cristal	292
Lectura de los limbos metálicos con nonios	292
Lectura de limbos de cristal	293

Anexo II

Intersección inversa o problema de los tres puntos _____	297
Solución Geométrica _____	297
Solución analítica _____	299
Deducción de los ángulos A y C por el método de Pothenot _____	300
Ejemplo _____	301
Resolución _____	301

Anexo III

Lectura de distancia reducida y desnivel en alidadas con Arco Beaman y autoreductoras ____	303
Arco Beaman _____	303
Cálculo del desnivel _____	304
Calculo de la distancia reducida _____	304
Alidadas autorreductoras _____	305

Anexo IV

Principales símbolos geológicos _____	307
Código RGB de colores para eones, eras, períodos y épocas _____	310
Principales símbolos cartográficos _____	311
Escala gráfica _____	312

Anexo V

Sistemas de Información geográfica (GIS - SIG) _____	313
Introducción _____	313
Tipos de GIS _____	314
Tipos de datos manejados por arcgis: vectores, rasters y tablas _____	314
Trabajo En Capas _____	317
Capas en Geología _____	317
Estructura del gis _____	318
Sistemas de coordenadas _____	319

Los autores _____	320
--------------------------	-----

Introducción

Este manual está dirigido a estudiantes avanzados de la carrera de geología, con el fin de presentar una introducción a las técnicas y métodos de trabajo que permitan interpretar y realizar mapas geológicos.

Sobre la base de la importancia de contar con un mapa topográfico como mapa base donde volcar la geología, inicialmente se abordan las características y propiedades de los mapas topográficos levantados por el Instituto Geográfico Nacional, que tradicionalmente han sido usados como mapas base para realizar las hojas geológicas de la República Argentina. Se hace una introducción a los distintos tipos de proyecciones cartográficas, profundizando en los sistemas de coordenadas. También se introduce al lector en el concepto de Datum, horizontal y vertical.

Posteriormente se describen diferentes técnicas de planimetría y altimetría y los distintos instrumentos que permiten relevar la posición espacial de puntos desde los que se realiza un mapa topográfico. Se abordan las técnicas con brújula tipo Brunton, nivel óptico, teodolito y la estación total. Asimismo se introducen los fundamentos y utilidades del sistema de posicionamiento global: GPS y GPS diferencial.

En los Capítulos 8 y 9 se presenta la utilidad de las imágenes de sensores remotos para ser usadas como mapa base. Se hace un desarrollo del uso de fotografías aéreas verticales e imágenes satelitales donde se analizan sus alcances y limitaciones y se abordan distintos métodos para su georreferenciación. Sobre la base de la importancia de contar con modelos digitales del terreno, se presentan las técnicas modernas de reconstrucción topográfica y donde obtener modelos de elevación del terreno producto de percepción remota.

En los Capítulos 10 a 14 se abordan distintos métodos del mapeo geológico, sujetos al tipo de trabajo a desarrollar, al objetivo, a la escala, al tipo de afloramientos, los tipos de rocas, la deformación que se registra en las rocas y a la interpretación de los procesos que la ocasionaron. Incluye también los métodos de medición de perfiles geológicos, espesores estratigráficos en el campo, trazas de afloramientos, realización de perfiles topográfico-geológicos y columnas estratigráficas.

En el Capítulo 14 se desarrollan las metodologías de campo y gabinete para realizar el mapa "borrador" primero y luego al mapa final con las secciones geológicas e informe escrito que lo acompañan.

Finalmente el manual presenta una serie de anexos que complementan y amplían algunos de los temas tratados, principalmente referidos al levantamiento con teodolito y plancheta. También se hace una síntesis sobre los sistemas de información geográfica y su importancia en el manejo de datos georeferenciados.

CAPÍTULO 1

Sistemas de referencia geográficos

Horacio Echeveste

Introducción

Los mapas en general y los geológicos en particular, son representaciones gráficas de una parte de la superficie de la tierra donde los atributos proyectados en el plano (accidentes fisiográficos, límites políticos, obras antrópicas, contactos litológicos y otros muchos posibles) deben guardar entre sí las mismas relaciones espaciales que tienen en el terreno, con una distribución que estará controlada por la escala en la que el mapa ha sido construido.

En este primer párrafo hemos introducido tres conceptos importantes que, entre otros, se desarrollaran en este capítulo: a) los elementos representados en el mapa deben tener una posición geográfica definida, b) el mapa es producto de una proyección y c) las relaciones entre las dimensiones del terreno y del mapa están controladas por la escala.

Otro aspecto relevante que se debe señalar cuando se habla de mapas, es distinguir entre aquellos que representan porciones reducidas de un territorio, para los cuales la superficie de la tierra puede ser considerada plana y aquellos de grandes áreas donde la tierra debe ser considerada como una esfera (o parecida a una esfera), campo de la topografía y la geodesia respectivamente. Sin intención de transformar este manual en un tratado de cartografía, cuando se trata de mapas de grandes regiones o de toda la tierra, primeramente se deberán desarrollar algunos conocimientos, comenzaremos con la forma de la tierra y el sistema de coordenadas que permiten ubicar puntos sobre ella.

Forma de la tierra y coordenadas geográficas

La forma de la tierra responde a una figura compleja denominada “**geoide**”, del griego *geo* = tierra y *oide* = forma. Se podría imaginar como la prolongación de la superficie del mar (si este estuviera en calma total y en ausencia de mareas) por debajo de los continentes (Figura 1-1). Es una superficie equipotencial respecto a la fuerza de gravedad a la cual siempre es perpendicular, es decir, sobre toda su superficie la fuerza de gravedad tiene el mismo valor.

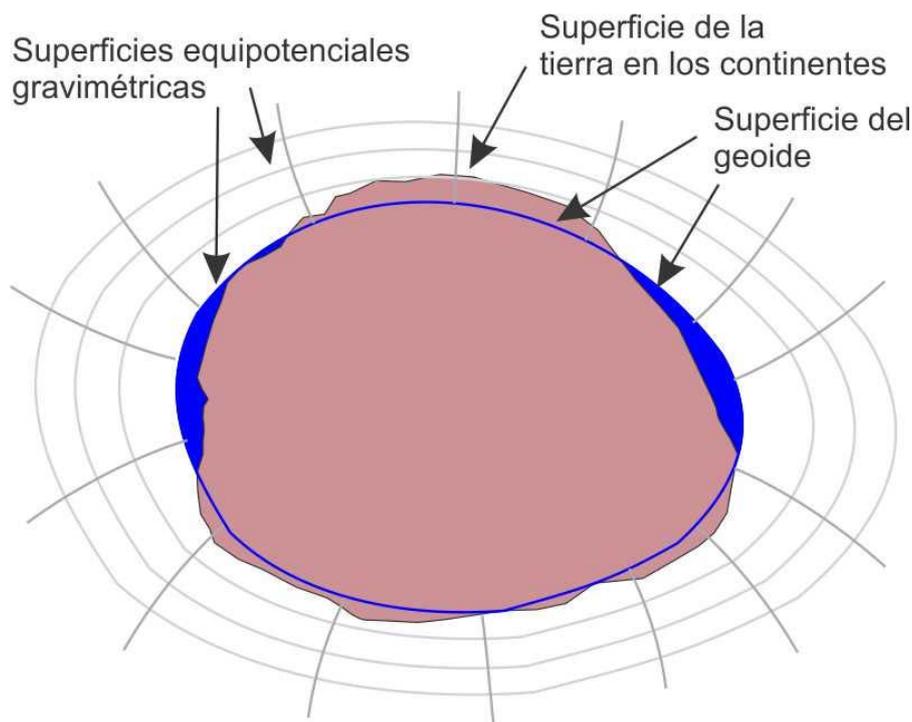


Figura 1-1. Representación esquemática del geode.

La heterogénea distribución de los materiales geológicos, de distintas densidades, en el interior de la tierra y la deformación producida por la rotación, hace que la superficie del geode se aparte de la de una esfera, con distancias distintas desde el centro de la tierra a distintos puntos de su superficie.

Latitud - Longitud

La orientación y ubicación de puntos sobre la superficie terrestre, así como su representación gráfica, se realiza a partir de coordenadas esféricas. Estas constituyen un sistema de referencia imaginario formado por meridianos y paralelos (Fig. 1-2).

Los meridianos son círculos máximos que pasan por los polos o semicírculos que van de polo a polo; a partir de ellos se mide la longitud. Están dispuestos de tal manera que el primer semicírculo, de 0° , pasa por el Real Observatorio de la ciudad inglesa de Greenwich, próximo a Londres. Al estar la tierra dividida en grados sexagesimales, el semicírculo opuesto al meridiano de 0° tiene valor 180° . Los meridianos crecen en valor angular de 0° a 180° al este y al oeste del meridiano de Greenwich.

La longitud de un punto sobre la superficie terrestre es el valor angular entre el meridiano que pasa por ese punto (meridiano del lugar) y el meridiano de Greenwich, se mide en grados minutos y segundos, indicándose además si está al este o al oeste del meridiano de Greenwich. Otra manera de expresar la longitud es anteponer al valor angular un signo, positivo si el punto está situado al este del meridiano de Greenwich o negativo si está al oeste.

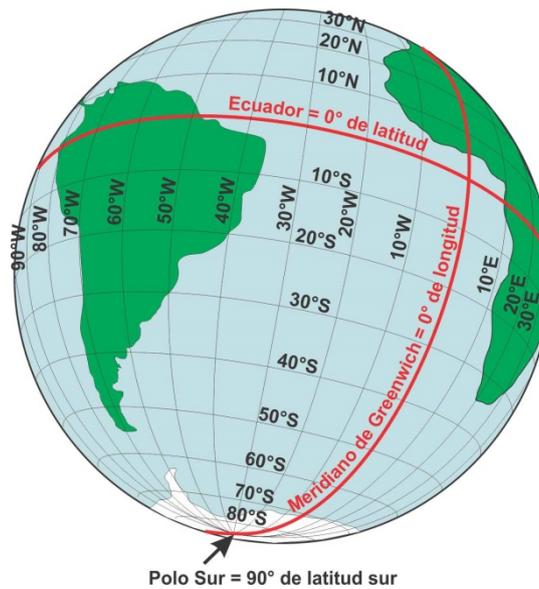


Figura 1-2. Representación sobre el globo terrestre de meridianos y paralelos con equidistancia de 10°.

Los paralelos también son círculos imaginarios, paralelos al ecuador, cortan a los meridianos formando ángulos rectos. El ecuador es un círculo máximo que se genera por la intersección de la superficie terrestre con un plano normal al eje de rotación de la tierra y que contiene al centro de esta. Divide a la tierra en dos hemisferios, norte y sur. El resto de los paralelos son círculos menores que van disminuyendo su diámetro a medida que se acercan a los polos.

La latitud de un punto es el valor angular entre el ecuador y el paralelo que pasa por dicho punto o el ángulo de elevación desde el plano del ecuador al punto. Se mide desde el ecuador hacia los polos de 0° a 90° y es positiva o latitud norte en el hemisferio norte y negativa o latitud sur en el hemisferio sur.

El tercer parámetro para la ubicación de un punto sobre la superficie terrestre es su altura, medida en la vertical del punto. De esta manera la posición de un punto sobre la superficie terrestre queda definida por dos valores angulares y una distancia, esta última desde el punto hasta un plano de referencia imaginario, en general el nivel medio del mar (superficie del geode).

El elipsoide

De forma muy sintética podemos decir que para construir un mapa de la tierra se debería primero proyectar los puntos ubicados sobre ella a una superficie de referencia (podría ser el geode) y luego transferir esta superficie en un plano. Debido a su forma irregular, el geode no resulta una superficie de referencia adecuada para proyectar sobre ella los puntos de la tierra ni para transformarla en un plano, esta transformación podría hacerse de manera empírica pero no matemática.

Para la confección de mapas de la tierra es necesario contar con una superficie de referencia que responda a un modelo matemático que permita el paso de una superficie tridimensional, parecida a la esfera, a un plano como es el papel. Para este fin es necesario reducir la compleja forma del geode a una superficie de aproximación que pueda expresarse matemáticamente.

La superficie geométrica definida matemáticamente que más se aproxima al geoide es el **elipsoide** o elipse de revolución, figura tridimensional formada por la rotación de una elipse en torno a su eje menor (Fig. 1-3) que reproduce el achatamiento de la tierra en los polos.

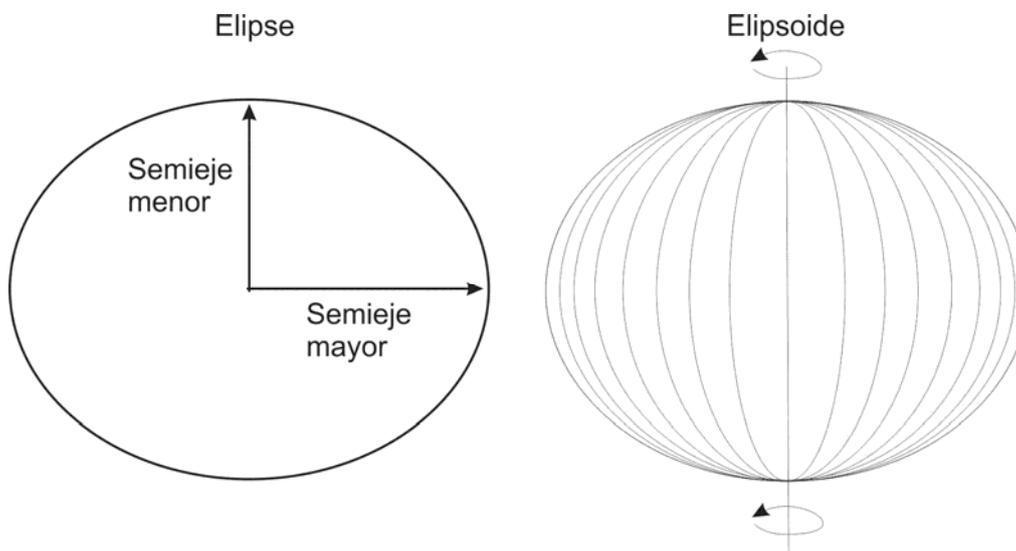


Figura 1-3. Generación del elipsoide por rotación de una elipse en torno a su eje menor.

Existen numerosos modelos de elipsoides, definidos de acuerdo a la mejor adaptación a la zona en la cual se trabaja, es decir en cada región geográfica se utiliza el elipsoide cuya superficie se aproxima lo más ajustadamente posible al geoide. Sin embargo, debido a anomalías gravimétricas, pueden existir zonas donde ambas superficies estén separadas hasta por 100 m. Esta diferencia se la denomina ondulación del geoide, concepto que retomaremos más adelante.

En argentina se adoptó inicialmente el Elipsoide Internacional de Hayford de 1924, usado por el Instituto Geográfico Militar (IGM) para realizar la cartografía del país. Las coordenadas geográficas de las cartas topográficas y geológicas levanta hasta 1994 están medidas sobre este elipsoide. En 1994 se lo reemplazó por el elipsoide internacional WGS84.

El utilizar el elipsoide como superficie de referencia para definir las coordenadas de un punto implica necesariamente revisar el concepto de latitud y de vertical del lugar (la que marca el hilo de la plomada).

Una definición más precisa de la latitud de un punto puede formularse como: el valor angular, medido sobre un plano normal al ecuador (plano meridiano), entre la línea formada por la intersección de este plano con el plano del ecuador y la vertical del lugar que pasa por dicho punto (Fig. 1-4).

Aunque teóricamente esta medición debería ser única, se verá que no es así. Si se define la vertical del punto como la línea del hilo de una plomada, se estará midiendo la latitud llamada geográfica o astronómica (líneas rojas en la Fig. 1-5), referida a la superficie del geoide (controlada en el ejemplo por una anomalía gravimétrica). Si la vertical del punto es una línea que pasa por el centro de la tierra, se estará midiendo la latitud geocéntrica (líneas verdes en la Fig. 1-5).

Por último, si la vertical del punto en cuestión es la línea normal al plano tangente a la superficie del elipsoide en ese punto, se estará midiendo la latitud geodésica (líneas azules en la Fig. 1-5), referida al elipsoide.

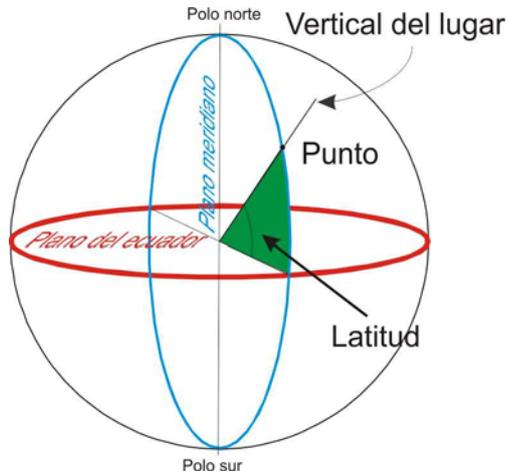


Figura 1-4. Esquema del ángulo de latitud.

De la figura 1-5 se desprende que los tres valores angulares son distintos, la latitud que en general figuran en los mapas es la última, latitud geodésica, referida a la superficie del elipsoide.

Datum Horizontal

El datum horizontal es el sistema de referencia para el mapeo topográfico de un país o región. Está definido por un elipsoide y un punto donde dicho elipsoide es tangente a la superficie del geode, es decir, en el Datum coincide la vertical del lugar del elipsoide y del geode. Este punto se denomina Punto Fundamental y de él se deben conocer latitud, longitud y el acimut de una dirección desde él establecida.

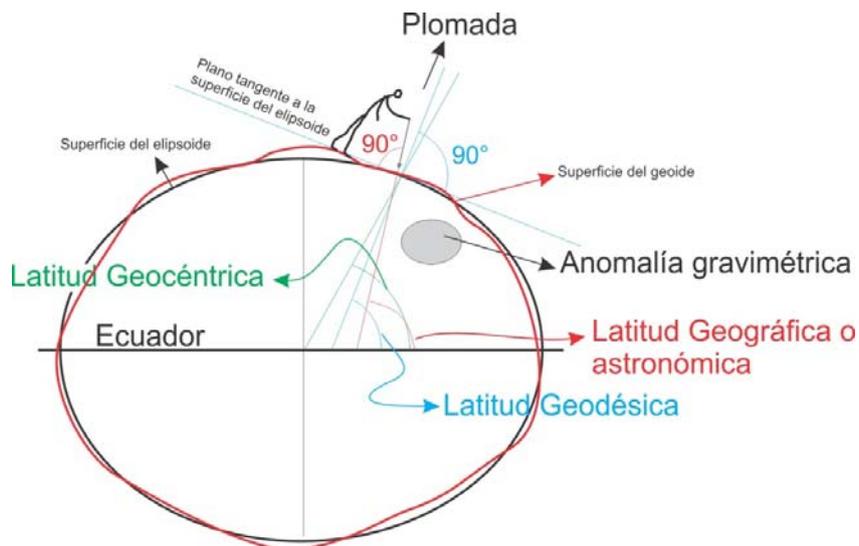


Figura 1-5. Diagrama (con una deformación exagerada de la tierra) de las diferentes latitudes de un mismo punto según se utilice como vertical a dicho punto la dirección de la plomada (Latitud Geográfica), el centro de la tierra (Latitud Geocéntrica) o la normal al plano tangente al elipsoide en ese punto (Latitud Geodésica).

En la Argentina, el Datum utilizado tradicionalmente en la cartografía oficial del Instituto Geográfico Nacional (IGN) se denomina Campo Inchauspe 69. En este datum, como ya se mencionó, el elipsoide de referencia es el Internacional de Hayford de 1924, y posee como punto fundamental de tangencia, al paraje Campo Inchauspe (en Pehuajó, cercano a la intersección del paralelo -36 y del meridiano -62, provincia de Buenos Aires). A partir de 1994 el IGN adopta para sus nuevos trabajos cartográfico un nuevo datum denominado POSGAR'94 cuyo elipsoide es el del sistema internacional WGS84 (World Geodetic System 84, que significa Sistema Geodésico Mundial 1984).

Altura

El tercer parámetro para la ubicación de un punto sobre la superficie terrestre es su altura o cota que generalmente se mide desde el nivel medio del mar (geoide, H en la figura 1-6). Como mencionamos anteriormente, el geoide es una superficie imaginaria, continuación de la superficie media del mar por debajo de los continentes, la altura de un punto referida a esta superficie se denomina **altitud ortométrica**. Es decir, la altitud de un punto por encima del nivel medio del mar se asume como la distancia que separa a éste del geoide. En Argentina el punto de referencia de cota 0 m usado para referir la altura de cualquier punto es el nivel medio del mar para Mar del Plata definido en 1924 y constituye lo que se conoce como **Datum Vertical**. El origen es el mareógrafo de Mar del Plata, cuyo nivel medio se transportó al PARN (Punto Altimétrico de Referencia Nacional) en Tandil, construido sobre roca del basamento cristalino para asegurar su estabilidad. Las cotas de los puntos que figuran en las cartas del IGN son alturas ortométricas. En el caso de las cotas entregadas por los receptores GPS, las mismas están referidas al elipsoide de referencia (h en la figura 1-6). La diferencia entre ambas cotas, ortométrica y elipsoidal, está dada por el valor N u ondulación del geoide.

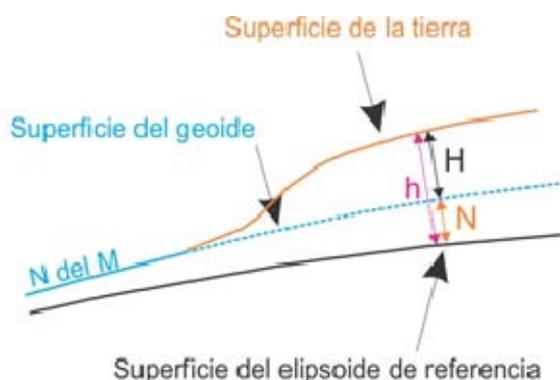


Figura 1-6. Relación entre la altura ortométrica (H) y la altura elipsoidal (h). El valor N se denomina ondulación del geoide.

A lo largo de la evolución de las mediciones geodésicas y cartográficas, a través de los años se han usado distintos elipsoide para representar distintos lugares de la tierra, eligiéndose aquellos que mejor se adaptaran a determinadas regiones o países, con distintos tamaños y con centros de origen no coincidentes. De esta manera, para un mismo lugar de la tierra, las coordenadas geodésicas definidas por ejemplo, para el elipsoide A, serán distintas a las definidas para el elipsoide B, o aún serán distintas para un único elipsoide pero con distinta ubicación relativa respecto al geoide

Proyecciones cartográficas

Planteábamos que para construir un mapa de la tierra (o una gran parte de su superficie como por ejemplo un país grande como argentina o un continente), primero se proyectaban los puntos ubicados en la superficie sobre una superficie de referencia que pudiera ser expresada matemáticamente, el elipsoide. El paso siguiente es llevar esa superficie a un plano.

La representación gráfica de la tierra ha sido una preocupación de los geógrafos a través de la historia ya que requiere vencer la dificultad de transformar la superficie del elipsoide en un plano, es decir pasar de un cuerpo de tres dimensiones a una superficie bidimensional. Este proceso se conoce como proyección.

Debido a su forma, la representación de la superficie de la tierra en un plano indefectiblemente producirá deformaciones. Por este motivo las formas de los continentes, los meridianos y paralelos registraran distintas distorsiones en función del tipo de proyección utilizado.

Las proyecciones que conservan en el plano los valores angulares entre líneas de la esfera se denominan **conformes**. El requerimiento para que haya conformidad es que en el mapa los meridianos y los paralelos se corten en ángulo recto.

Las proyecciones que conservan la proporcionalidad de las áreas pero no sus formas se llaman **equivalentes**. La equivalencia implica deformar considerablemente los ángulos originales, por lo tanto ninguna proyección puede ser simultáneamente equivalente y conforme.

Las proyecciones que conservan la proporcionalidad de las distancias se denominan **equidistantes**.

Por otra parte, las proyecciones utilizan tres figuras geométricas como superficie de proyección, el plano, el cono y el cilindro. Las dos últimas se pueden desarrollar, es decir, transformarse en un plano sin que se produzcan deformaciones.

Entonces, según sea la figura geométrica utilizada, las proyecciones pueden ser:

- Acimutales (Fig. 1-7a)
- Cónicas (Fig. 1-7b)
- Cilíndricas (Fig. 1-7c)

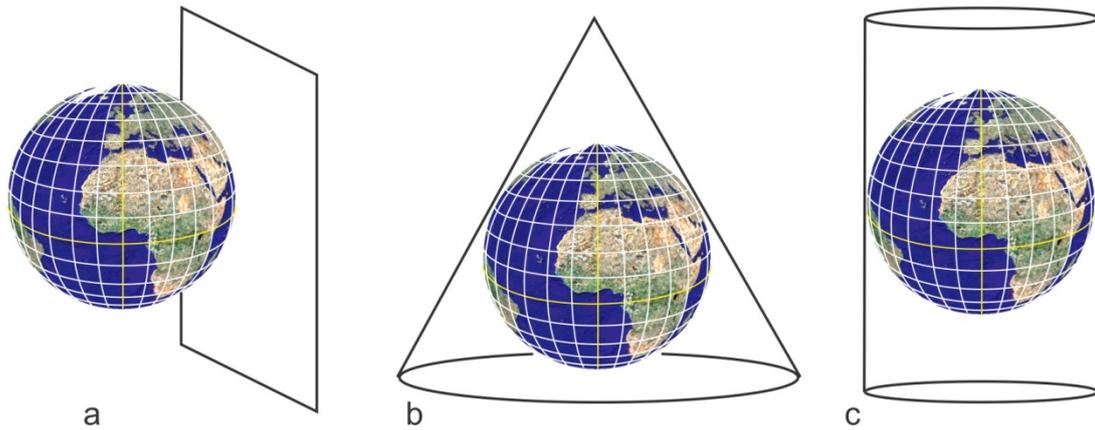


Figura 1-7. Tipos de proyecciones. a) Acimutal ecuatorial. b) Cónica. c) Cilíndrica.

Proyecciones acimutales

Una proyección acimutal se forma colocando el plano de proyección tangente al elipsoide. Si el plano es tangente al ecuador, la proyección es ecuatorial (Fig. 1-7a). Si el plano es tangente en uno de los polos, la proyección es polar.

En las proyecciones acimutales donde se representa toda la tierra, el punto de tangencia es el centro de un mapa circular. Si el punto central es un polo, los meridianos se representan como líneas rectas que irradian de este, mientras que los paralelos se representan como círculos concéntricos.

Por otra parte, dependiendo del punto de vista desde donde se hace la proyección, las proyecciones acimutales pueden ser:

- Ortográfica: cuando el punto de vista se encuentra en el infinito (Fig. 1-8a).
- Gnomónica: cuando el punto de vista se encuentra en el centro de la tierra (Fig. 1-8b).
- Estereográficas cuando el punto de vista se encuentra sobre la superficie de la esfera en la antípoda del punto de tangencia (Fig. 1-8c).

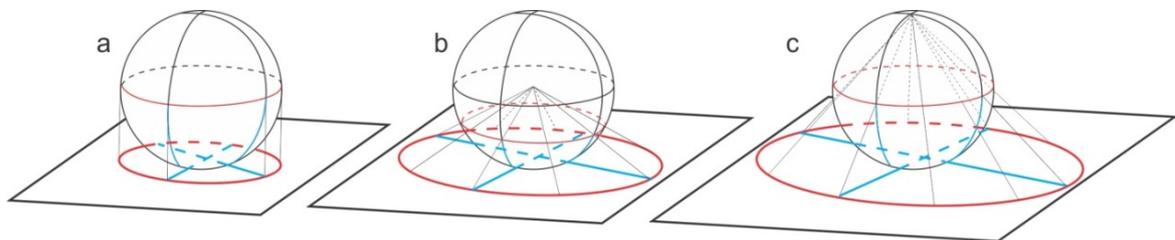


Figura 1-8. Tipos de proyecciones acimutales polares. a) Ortográfica. b) Gnomónica. c) Estereográfica.

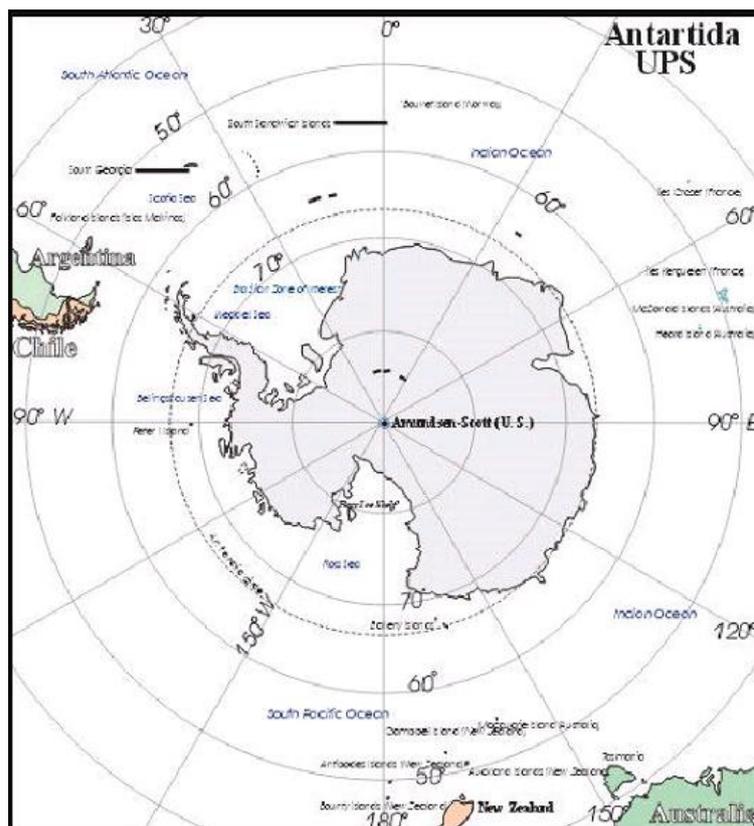


Figura 1-9. Proyección polar estereográfica de la región antártica.

La proyección acimutal polar estereográfica se usa en nuestro país para representar el sector antártico. Se utiliza un plano tangente al polo sur. Los meridianos son representados por líneas rectas mientras que los paralelos se corresponden con círculos concéntricos cuya equidistancia disminuye a medida que nos alejamos del polo (Fig. 1-9). Es una proyección conforme en la que son acertadas las dimensiones en torno al Polo, pero se distorsionan a medida que nos alejamos de él.

Proyecciones cónicas

La proyección cónica consiste en proyectar los puntos de la superficie de la tierra sobre un cono en contacto con esta. El eje del cono coincide con el eje de rotación de la tierra.

Las proyecciones cónicas pueden ser de dos tipos, con el cono tangente a la superficie de la tierra o secante. En la figura 1-10a se ilustra el cono tangente a la tierra en un paralelo (color rojo) y en la figura 1-10b el desarrollo del cono.

En cono de la figura 1-10c es secante a la esfera, la corta en dos paralelos (líneas rojas). En la figura 1-10d se muestra en desarrollo del cono secante.

En la proyección cónica los meridianos se representan por líneas rectas que convergen hacia el polo donde se proyecta el vértice del cono, mientras que los paralelos son arcos concéntricos centrados en el punto de intersección de los meridianos.

Una variante de la proyección cónica es la proyección cónica conforme de Lambert (Fig. 1-11a) donde los meridianos, están representados por líneas rectas convergentes y los paralelos como circunferencias concéntricas cuyo espacio de separación se va acortando al moverse hacia el centro del mapa.

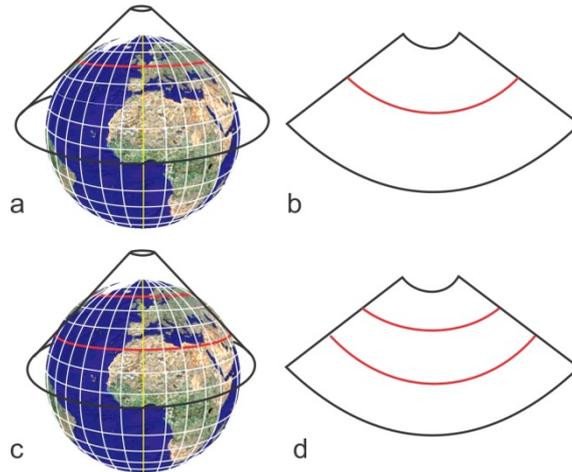


Figura 1-10. Proyecciones cónicas y su desarrollo. a) Tangente. c) Secante.

Otra variante de la proyección cónica es la policónica. En ésta se utilizan una serie de conos tangentes a la superficie de la tierra en sucesivos paralelos. Solo se proyecta en cada cono la zona próxima a la de tangencia. De esta manera se puede representar en un mapa un área extensa con una exactitud considerable. Este tipo de proyección resulta adecuado para los mapas de gran extensión latitudinal (Fig. 1-11b). Los mapas geológicos de la Patagonia a escala 1:750.000 del SEGEMAR usan esta proyección.

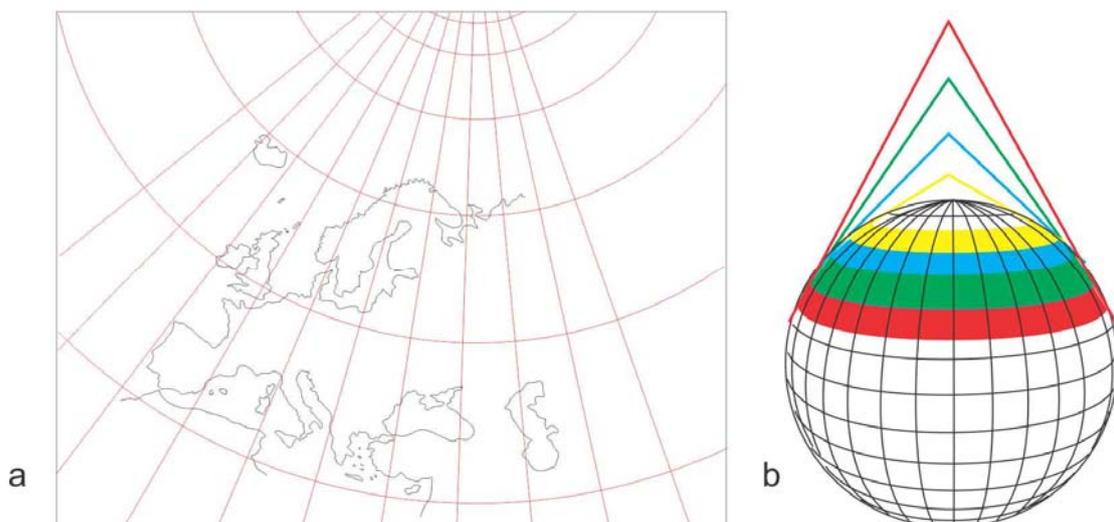


Figura 1-11. a) Proyección cónica conforme de Lambert de Europa. b) Proyección policónica.

Proyecciones cilíndricas

La Proyección cilíndrica consiste en proyectar desde el centro de la tierra la superficie de esta sobre un cilindro tangente al ecuador cuyo eje coincide con el eje de rotación. La más simple es la proyección de Mercator (Fig. 1-12).

Proyección de Mercator

En esta proyección, los meridianos y paralelos son líneas rectas que se cruzan ortogonalmente. Los primeros equidistantes entre sí, en tanto que los paralelos aumentan su distanciamiento a medida que la proyección se acerca a los polos.

Esta proyección fue de gran ayuda para los navegantes, pues los rumbos que seguían sus naves (direcciones referidas al norte magnético) se podían volcar en los mapas realizados con esta proyección, como líneas rectas (línea loxodrómica). Este tipo de proyección conserva los valores angulares entre meridianos y paralelos, por lo tanto es conforme. Tiene el inconveniente de no representar ajustadamente las superficies, con un aumento en la deformación a medida que se proyectan latitudes mayores. Al estar los polos en el infinito, las máximas deformaciones están en las zonas polares. Al no mantenerse las superficies, la escala no es homogénea y varía en distintas posiciones del mapa. Solo es real a lo largo del ecuador.

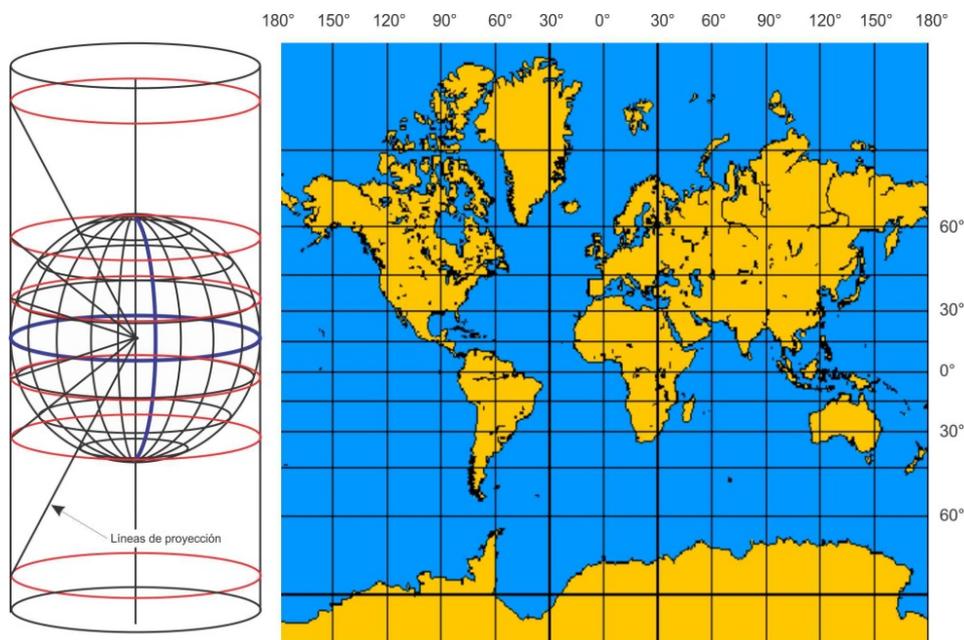


Figura 1-12. Proyección cilíndrica de Mercator.

Proyección Transversa de Mercator o Gauss-Krüger

Una variación de la anterior es la proyección Transversa de Mercator o **Gauss-Krüger**, adoptada oficialmente por Argentina para toda la cartografía topográfica levantada por el IGN. En ésta, el eje del cilindro de proyección es paralelo al plano del ecuador y la superficie del cilindro es tangente

a la tierra en un meridiano (meridiano central). En esta proyección el meridiano central y el ecuador son líneas rectas, el resto de meridianos y paralelos son líneas curvas (Fig. 1-13).

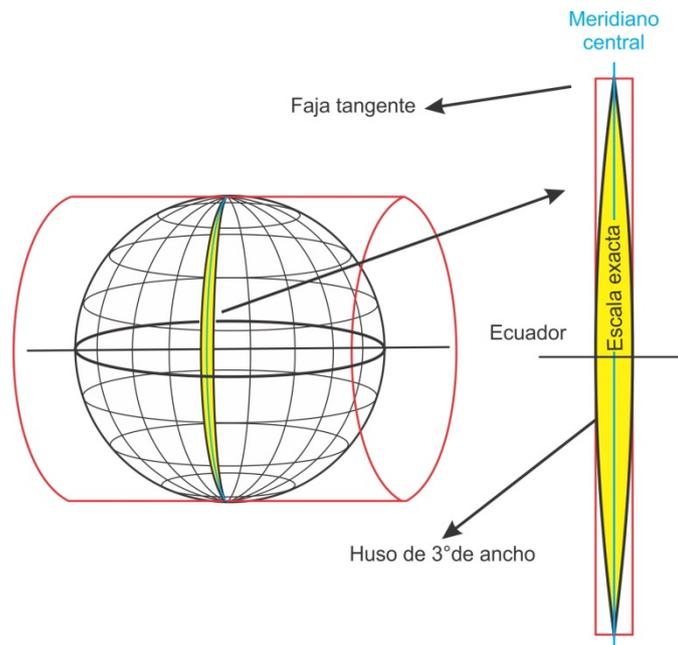


Figura 1-13. Proyección Transversa de Mercator o Gauss-Krüger.

La escala es verdadera a lo largo del meridiano central. A diferencia de la anterior, no se proyecta sobre el cilindro toda la superficie de la tierra, sino solo husos de tres grados de longitud (Fig. 1-13), es decir, toda la superficie de la tierra se proyectará sobre 120 cilindros. Es también una proyección conforme.

Tabla 1-1		
Faja	Meridiano Central	Cubre
1	72° W	De 73°30' W a 70°30' W
2	69° W	De 70°30' W a 67°30' W
3	66° W	De 67°30' W a 64°30' W
4	63° W	De 64°30' W a 61°30' W
5	60° W	De 61°30' W a 58°30' W
6	57° W	De 58°30' W a 55°30' W
7	54° W	De 55°30' W a 52°30' W

El meridiano central se denomina también Meridiano Central de Faja. Como cada faja cubre 3°, en el caso de nuestro país se han utilizado 7 cilindros, generando 7 fajas que hacen tan-

gencia en un meridiano diferente, cubriendo de esta manera el país en su totalidad (Fig. 1-14). En la Tabla 1-1 se indica cómo están definidas las fajas. Recordar además que en los mapas de argentina publicados por el IGN antes de 1994 el elipsoide de referencia era el Internacional de Hayford 1924 y el Datum, Campo Inchauspe. A partir de 1994 los mapas se proyectan según el elipsoide internacional WGS84 y Datum Posgard 94.

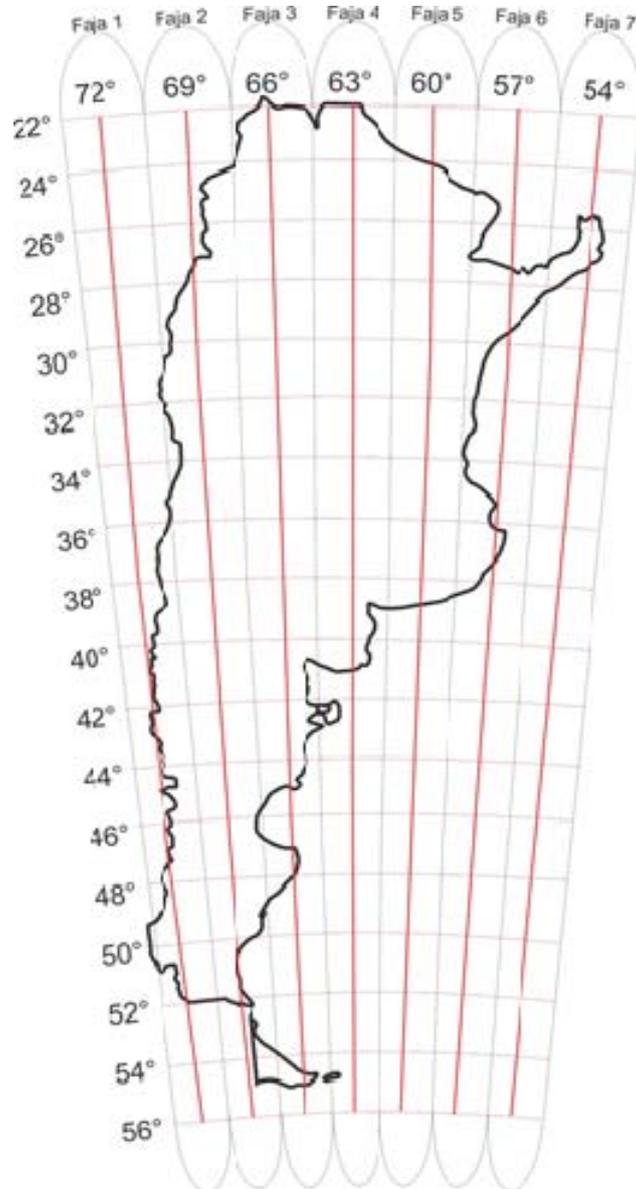


Figura I 14. Representación de las 7 fajas en que está dividido el territorio argentino para la proyección Gauss-Krüger (en rojo, meridianos centrales).

Proyección Universal Transversa de Mercator (UTM).

La proyección Universal Transversa de Mercator es similar a la anterior, aunque tiene diferencias importantes. En este caso las fajas cubren husos de seis grados de longitud, el cilindro no es tangente al meridiano central sino secante a la tierra (Fig. 1-15) de tal manera que la

escala es verdadera a lo largo de dos meridianos (secantes), con un factor de escala igual a 1. Al meridiano central se le asigna un factor de escala igual a 0,9996.

Los husos abarcan desde los 80° de latitud Sur, a los 84° de latitud Norte y se generan a partir del antimeridiano de Greenwich (180°) de este a oeste. Es decir, existen 60 fajas o **Zonas** que cubren toda la superficie de la tierra. Estas zonas están numeradas de tal forma que la primera, zona 1 va del 180° a 174°W (6°), la zona 2 de 174°W a 168°W, etc. La ciudad de La Plata, ubicada próxima a los 58°O, pertenece a la Zona 21.

Las 60 fajas o **zonas** están divididas en 20 **bandas** esféricas de 8° de latitud, que empiezan a identificarse con la letra C al Sur y terminan con la letra X al Norte, faltando las letras A, B, I, LI, Ñ y O (Fig. 1-16).

De esta manera se forma una grilla o red de 1.200 trapecios esferoidicos, de 6° de longitud por 8° de latitud, que permiten identificar fácilmente cualquier región en el mundo. El elipsoide de referencia del sistema UTM es el WGS84 que es un elipsoide geocéntrico definido y mejorado a partir de las mediciones que se han hecho de la tierra a partir de la década del 60 con la puesta en órbita de diferentes satélites. Este elipsoide, y datum del mismo nombre, son los utilizados también por el Sistemas de Posicionamiento Global. Por este motivo, la mayoría de los países del mundo lo está adoptando como su sistema de referencia, reemplazando a los anteriores.

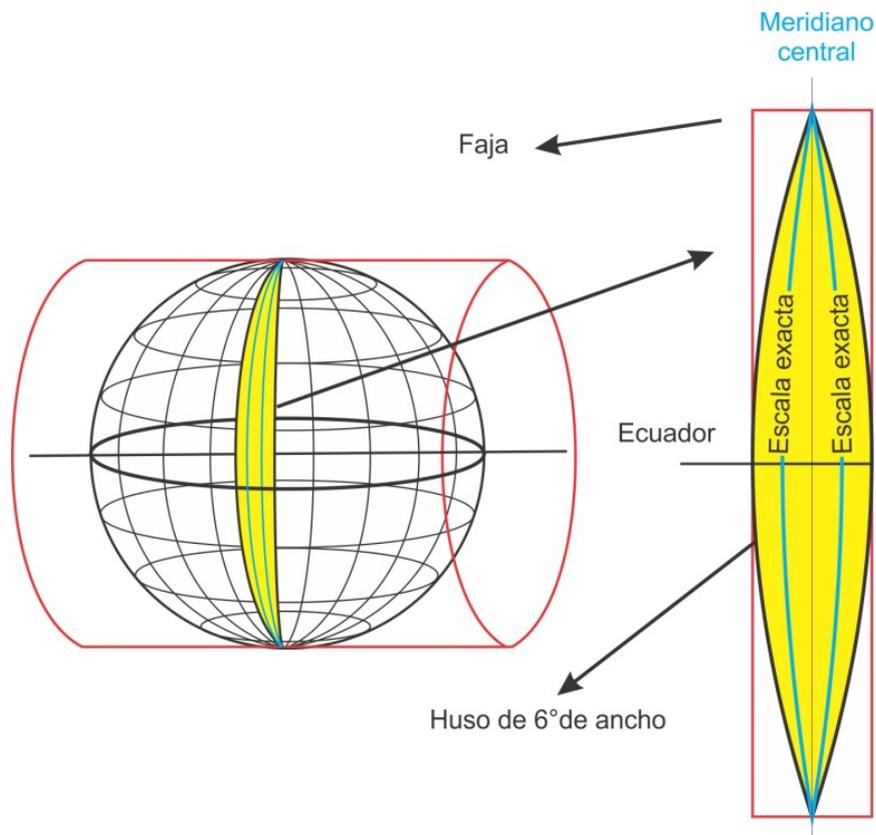


Figura 1-15. Proyección UTM

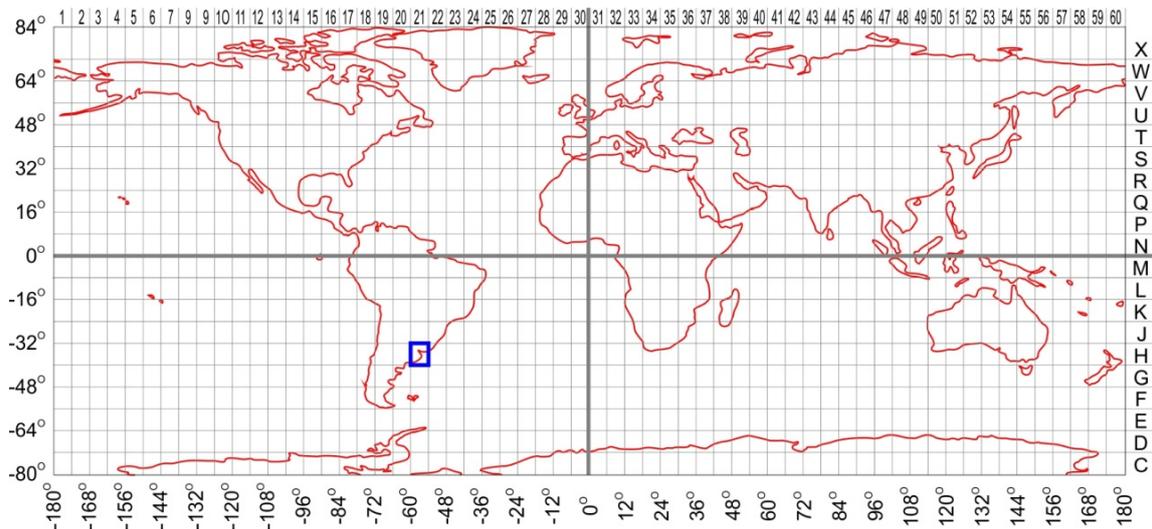


Figura 1-16. Grilla de 6° de longitud por 8° de latitud del sistema de coordenadas UTM con 60 zonas y 20 bandas. En azul está marcado el trapecio 21H en el que se encuentra la Ciudad de La Plata.

Sistemas de coordenadas planas

Tanto en la proyección Gauss Krüger como en la UTM, con excepción del ecuador y cualquiera de los meridianos centrales de faja, los paralelos y meridianos dibujados en los mapas son líneas curvas (aunque no resulta evidente de la simple observación de los mapas), separadas entre sí según el sistema sexagesimal (grados, minutos y segundos) y con distancias distintas entre grados de latitud y longitud. Esta última afirmación se explica por lo siguiente: la distancia entre el ecuador y el polo norte en el meridiano que pasa por París es de 10.000 km o 10.000.000 de metros (así se definió el metro patrón) y más allá de ligeras diferencias, se podría generalizar que todos los meridianos miden 10.000 km entre el ecuador y cualquiera de los dos polos, por lo tanto una vuelta completa a la tierra que pase por los polos (círculo máximo) tiene unos 40.000 kilómetros. Entonces un grado de latitud mide 111,11 km (40.000 km / 360°). Los paralelos, por ser círculos menores miden menos de 40.000 km (excepto el ecuador que también mide unos 40.000 km). La longitud de un paralelo responde a la ecuación:

$$L = R \cos lat \ 2 \pi$$

Donde R es el radio medio de la tierra (6.367 km) y lat es el valor de latitud de ese paralelo. Por ejemplo el paralelo de 35° de latitud sur, ubicado próximo a la ciudad de La Plata mide 32.770,2 km ($6.367 * \cos 35 * 2 * \pi$), por lo que un grado de longitud sobre ese paralelo medirá 91 km. Un territorio que tenga un grado de latitud por un grado de longitud en proximidades de La Plata medirá entonces unos 111 km en sentido N-S por 91 km en sentido E-O, por lo que el sistema sexagesimal no constituye un sistema cartesiano (las dimensiones en el eje N-S son distintas a las del eje E-O).

Estas tres características de las coordenadas geográficas proyectadas en los mapas (en general líneas curvas, sistema sexagesimal y distintas dimensiones de los grados en el eje N-S y E-O) hacen que no sea sencillo determinar la posición de un punto sobre un mapa ni proyectar en un mapa un punto de coordenadas geográficas conocidas. Para superar esta dificultad, tanto los mapas producto de proyección Gauss Krüger como UTM suelen tener dibujado un sistema de coordenadas planas cartesianas ortogonales.

Sistema de coordenadas planas de la proyección Gauss-Krüger

El sistema de coordenadas cartesianas X, Y de la proyección Gauss-Krüger posee un eje X de las ordenadas o Norte-Sur y un eje Y de abscisas o Este-Oeste (posición inversa a la de los ejes cartesianos matemáticos). Están dibujadas en los mapas como una cuadrícula formada por líneas rectas con una separación de 4 cm independientemente de la escala, las norte-sur son paralelas al meridiano central y las este-oeste perpendiculares a las anteriores.

El eje X tiene su valor 0 metros en el polo sur (Latitud 90°), de esta manera el valor de la coordenada X de un punto indica la distancia en metros que separa este punto del polo sur. El origen del eje Y está en cada meridiano central, en el que adopta el valor de 500.000, distinto de 0 para evitar los valores negativos que tendrían los puntos situados al oeste de dicho meridiano. Para poder diferenciar la coordenada Y de las distintas fajas, se le antepone al valor de 500.000 el número que identifica la faja. De esta manera, por ejemplo las coordenadas Gauss-Krüger (datum Campo Inchauspe) de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (coordenadas geográficas 34°54'31" Sur y 57°55'34" Oeste) son: X=6.137.332 e Y=6.415.413, valores que indican que ese punto está a 6.137.332 m del polo sur y a 84.587 m (500.000 - 415.413) al oeste del meridiano central de la faja 6, meridiano de 57°O. El primero se puede indicar también como 6.137.332 Norte y el segundo como 6.415.413 Este.

Sistema de coordenadas planas de la proyección UTM

La proyección UTM posee también un sistema de coordenadas cartesianas X, Y, donde el eje X es el eje de las abscisas o Este-Oeste y el Y el de las ordenadas o Norte-Sur (disposición igual que en los ejes cartesianos matemáticos e inversa que en la proyección Gauss-Krüger).

Cada huso tiene un sistema de coordenadas X, Y distinto según se esté por encima o por debajo del ecuador. Para el hemisferio norte el origen del eje Y está en el ecuador (valor 0 m) y aumentan hacia el polo norte, mientras que para el hemisferio sur ese mismo punto en el ecuador tiene valor 10.000.000 (para evitar los valores negativos) y disminuyen hacia el polo sur. Respecto a las coordenadas X, estas tienen valor 500.000 en el meridiano central de cada zona (o faja). Un punto está determinado primero por la identificación de la zona y banda y luego por los valores de X e Y.

Como ejemplo, se puede considerar nuevamente la ubicación de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Si se observa la figura 1-16 vemos que esta ubicación se ubica en el zona 21 y en la banda H, de tal manera que la primera identificación será 21H.

El meridiano central de la zona 21 es el de 57° , por lo tanto el valor en metros de la longitud de Facultad de Ciencias Naturales y Museo es menor a 500.000 por estar al oeste del meridiano central. En este caso ese valor de X es 415.396 y el de Y 6.136.700 (datum WGS84), este último valor indica que la Facultad se encuentra a 3.863.300 m del ecuador.

Las coordenadas UTM de la Facultad son 21H, 415.396 E y 6.136.700 N.

Si se comparan las coordenadas de ambos sistemas (Gauss Krüger y UTM) se ve que los valores son distintos, 6.137.332 y 6.136.700 en el norte y 6.415.413 y 415.396 (más allá del primer número en la Gauss Krüger que identifica la faja) en el este, la diferencia se debe a que las proyecciones en cada mapa se hicieron con distintos datum, Campo Inchauspe en la primera y WGS84 en la segunda.

Cuando se toman posiciones geográficas con GPS, cualquiera sea el sistema de coordenadas en que el instrumento entrega el dato (geográfica, UTM, Gauss-Krüger, etc.), se debe conocer el sistema de referencia o **Datum** con el que las coordenadas están calculadas. De esta manera se podrán volcar esos datos en una carta o imagen georeferenciada con el mismo sistema de referencia o se deberán recalculan las coordenadas para poder volcarlos en una carta o imagen confeccionada con otro Datum.

Cuadrantes en topografía

Según lo expuesto, tanto las coordenadas Gauss-Krüger como las UTM, constituyen sistemas de coordenadas cartesianas planas, con ejes, norte sur y este oeste y cuadrantes topográficos. Este sistema se diferencia del sistema de ejes y cuadrantes trigonométricos en que los ángulos crecen desde el eje Norte (positivo) de 0° a 360° en el sentido de las agujas del reloj y por lo tanto también en el orden de sus cuadrantes (Fig. 1-17a y b). La posición planimétrica del punto P (Fig. 1-17c) queda definida en este sistema de coordenadas por las distancias medidas sobre cada uno de los ejes desde el origen de coordenadas hasta la proyección del punto P sobre cada eje. Las proyecciones del punto P sobre los ejes de coordenadas se trazan paralelas a los ejes, es decir el segmento $N_P P$ es paralelo al eje EO de abscisas y el segmento $E_P P$ es paralelo al eje NS de ordenadas

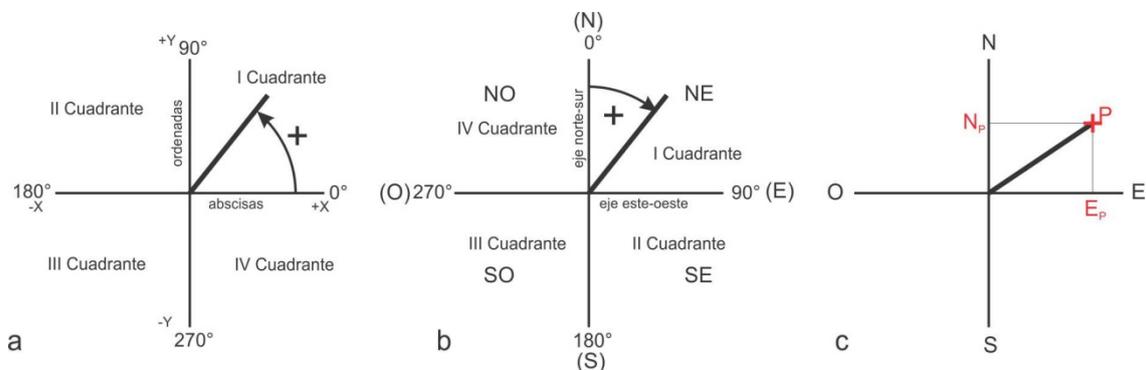


Figura 1-17. a) Cuadrante trigonométrico. b) Cuadrante topográfico. c) La proyección del punto P sobre los ejes NS y EO definen las coordenadas de P (N_P , E_P).

Sistema de coordenadas polares

Con la mayoría de los instrumentos topográficos, con excepción del GPS, la determinación de puntos durante el levantamiento de un mapa se realiza a partir de coordenadas polares en el marco del sistema de cuadrantes topográficos, de este modo la ubicación de un punto se determina a partir de un vector que tiene un polo o punto de origen (A en la figura 1-18), una intensidad o módulo (d) y un ángulo respecto a un eje de referencia \hat{e}_A^1 (Fig. 1-18).

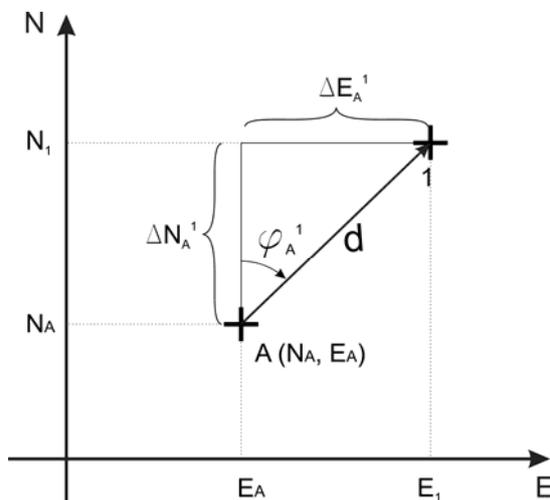
La intensidad es la distancia desde el polo (origen de coordenadas polares) al punto. El ángulo es \hat{e} , formado entre el eje de referencia (NS) y la línea que une el polo y el punto, se denomina **acimut**.

De la figura 1-18 se desprende la relación entre las coordenadas polares y las coordenadas cartesianas, por ejemplo del punto 1.

Las coordenadas polares del punto 1 son:

$$(\hat{e}_A^1, d)$$

Mientras que las coordenadas cartesianas son:



$$N_1 = N_A + \Delta N_A^1$$

$$E_1 = E_A + \Delta E_A^1$$

Siendo $\Delta N_A^1 = N_1 - N_A$ y $\Delta E_A^1 = E_1 - E_A$

Figura 1-18. Coordenadas polares y cartesianas del punto 1

Por lo tanto, trigonométricamente se pueden relacionar coordenadas polares y cartesianas mediante las ecuaciones:

$$\Delta N_A^1 = d \cos \varphi_A^1$$

$$\Delta E_A^1 = d \sen \varphi_A^1$$

Para calcular el acimut entre A y 1 se usa la expresión: $\varphi_A^1 = C + \text{arc tg} \left(\frac{\Delta E_A^1}{\Delta N_A^1} \right)$

El valor de C depende en que cuadrante está el 1 respecto de A.

Si el punto 1 está en el primer cuadrante respecto de A, $C = 0^\circ$

Si está en el segundo o tercer cuadrante, $C = 180^\circ$

Y si está en el cuarto cuadrante, $C = 360^\circ$

Estos valores se deben a que en el primer cuadrante ΔE_A^1 y ΔN_A^1 son positivos (+/+), en el segundo cuadrante ΔE_A^1 es positivo y ΔN_A^1 negativo (+/-) por lo tanto el valor del arc tg dará negativo, en el tercer cuadrante ΔE_A^1 y ΔN_A^1 son negativos (-/-) por lo que el arc tg dará positivo, en el cuarto cuadrante ΔE_A^1 será negativo y ΔN_A^1 positivo (-/+) por lo que el arc tg será negativo.

En el ejemplo de la figura 1-18, como 1 está en el primer cuadrante respecto de A, el acimut

entre A y 1 es

$$\varphi_A^1 = 0 + \text{arc tg} \left(\frac{\Delta E_A^1}{\Delta N_A^1} \right)$$

El acimut entre 1 y A es

$$\varphi_1^A = 180 + \text{arc tg} \left(\frac{\Delta E_A^1}{\Delta N_A^1} \right)$$

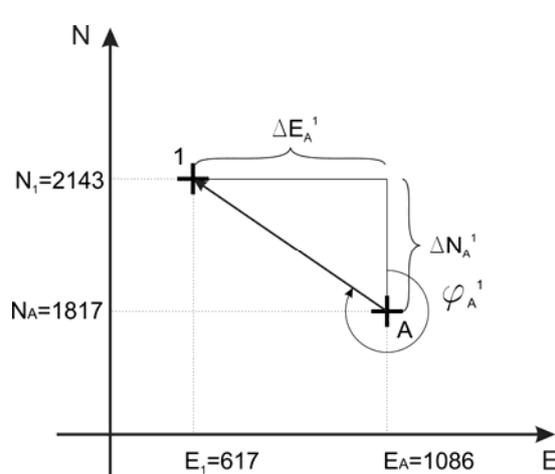
Ejemplo

Calcular el acimut entre el punto A de coordenadas $E= 1086, N= 1817$ y el punto 1 de coordenadas $E= 617, N= 2143$ (Fig. 1-19)

$$\Delta E_A^1 = E_1 - E_A = 617 - 1086 = -469$$

$$\Delta N_A^1 = N_1 - N_A = 2143 - 1817 = 326$$

Por estar el punto 1 en el cuarto cuadrante respecto de A



$$\varphi_A^1 = 360^\circ + \text{arc tg} \left(\frac{\Delta E_A^1}{\Delta N_A^1} \right)$$

$$\varphi_A^1 = 360^\circ + (-55^\circ 11' 40'') = 304^\circ 48' 20''$$

Figura 1-19. El punto 1 está en el cuarto cuadrante respecto de A

Escala

Las representaciones gráficas de porciones de la superficie terrestre, ya sean mapas topográficos o geológicos, deben necesariamente ser una fracción de las superficies reales. La relación de tamaño entre la representación y el original, se denomina escala.

La escala de un mapa es un número (adimensional) o un gráfico que indica la relación entre una longitud cualquiera medida en el mapa y la correspondiente medida en la superficie de la

tierra. Se expresa como una fracción donde el numerador siempre es uno e indica una unidad de medida en el mapa, mientras que el denominador indica cuantas veces esa unidad equivale en el terreno. Por ejemplo una escala 1:25.000 indica que 1 cm en el mapa representa 25.000 cm (250 m) en el terreno. La escala se puede representar también de forma gráfica, mediante un segmento dividido en partes iguales que permite medir directamente las distancias en el mapa, como si se tratara del propio terreno.

La escala gráfica es imprescindible en cualquier mapa, ya que la ampliación o reducción que se haga del mismo modificará la relación numérica de la escala original. Sin embargo la escala gráfica crecerá o disminuirá proporcionalmente con la ampliación o reducción.

En la figura 1-20 a se muestra la escala gráfica de las cartas topográficas de la República Argentina.



Figura 1-20. Escala gráfica de las cartas topográficas de la República Argentina 1:250.000.

Referencias

Cartographical Map Projections. Recuperado de

<http://www.progonos.com/furuti/MapProj/Normal/TOC/cartTOC.html>

Center for Spatially Integrated Social Science. Recuperado de <http://www.csiss.org/map-projections/index.html>.

Del Cogliano, D. y Perdomo, R. (2001). Curso de actualización Geodesia y GPS. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata. Recuperado de

http://www.mosp.gba.gov.ar/sitios/geodesia/deptos/geo_topo/cursogps.pdf.

Geological Survey. Recuperado de <http://pubs.usgs.gov/bul/1532/report.pdf>.

Raisz, E. (1953). Cartografía General. Barcelona: Omega.

Snyder, J. (1982). Map projections used by the U. S. Geological Survey. 313 p. Bull. 1532 U.S.

CAPÍTULO 2

La carta topográfica como mapa base

Horacio Echeveste

Introducción

Las cartas topográficas del IGN se han usado tradicionalmente como mapas base para confeccionar los mapas geológicos oficiales de Argentina. El IGN es el encargado del levantamiento y publicación de las cartas topográficas del territorio nacional, responsabilidad asignada por el Gobierno Nacional en 1919. Para cumplir con este mandato, primero se encargó de conformar una estructura geodésica básica constituida por una red de puntos trigonométricos con el objeto de determinar la forma y dimensión del país y para que sirvieran de apoyo a la triangulación y nivelación de carácter topográfico que constituirían la base para la cartografía topográfica, geológica y otros mapas temáticos.

Las cartas topográficas del IGN son documentos cartográficos con información planialtimétrica, cartografía básica para la realización de estudios esenciales.



Figura 2-1. Red fundamental de triangulación.

El territorio nacional se halla cruzado por cadenas de cuadriláteros con vértices que están materializados por puntos trigonométricos de primer orden que corren a lo largo de meridianos y paralelos de orden par (Fig. 2-1). Cada superficie encerrada por esas cadenas se llama unidad geodésica. Cada unidad geodésica es rellenada por triángulos cuyos vértices son también puntos trigonométricos de primer orden que se apoyan en los de la cadena, que están alejados entre sí entre 25 y 30 km. En estos se apoyan otros, de segundo orden, separados entre sí unos 17 km que sirven de apoyo a los de tercer y cuarto orden. Siempre los puntos de orden inferior se apoyan en los de orden superior.

La precisión de ubicación de los puntos disminuye con el número de orden, de 3 a 4 mm en los de I Orden a 40 cm en los de cuarto orden.

La densidad de puntos varía en función de la forma y visibilidad que ofrece el terreno. En zonas llanas, por ejemplo una hoja a escala 1:50.000 tiene de 12 a 15 puntos, mientras que en una zona montañosa bastarán de 6 a 8 puntos. El conjunto de puntos trigonométricos constituyen mallas de puntos. Existen alrededor de 18.000 puntos con coordenadas en el sistema Campo Inchauspe.

Los puntos de primero, segundo y tercer orden están materializados en el terreno por pilares de hormigón con una chapa de bronce en la que está grabado un número de identificación (Fig. 2-2). Figuran en los mapas como un pequeño triángulo con un punto en el centro con un número asociado que remite a las referencias donde figura su identificación. Las coordenadas geográficas y Gauss Krüger de los puntos trigonométricos pueden ser solicitadas al IGN quien las remite en forma de un documento llamado monografía del punto y donde además de dos o tres mapas de su ubicación e instrucciones para llegar hasta él, se consignan provincia, departamento, lugar y fotos. Los puntos de cuarto orden son, en su mayoría, molinos de viento o torres de iglesias. En zonas llanas, sobre los puntos de primer y segundo orden se construían torre de triangulación de hasta 36 m de altura para poder tener desde ella buena visibilidad. En los vértices ubicados en cumbres de cerros, bardas o lomas se instalaba una torre de aproximadamente 1.20 m de altura que permite estacionar el teodolito (Fig. 2-2).

En proximidades de los vértices de la red que no tenían buena visibilidad con otros puntos, se construía un pilar de acimut, que permite la orientación del limbo de la estación total o el teodolito apuntando a él, figuran en el mapa con un círculo cruzado con una flecha.

Con respecto al sistema altimétrico, se desarrolló mediante nivelación a partir del Punto Altimétrico de Referencia Nacional. Existen decenas de miles de puntos acotados sobre el territorio, materializados en el terreno por un pilar de hormigón. Figuran en los mapas con un punto o un pequeño círculo con una cruz con el valor de la cota al lado.



Figura 2-2: Arriba, torre sobre punto trigonométrico. Debajo, detalle de la placa de bronce y base de cemento.

La existencia de una red de puntos trigonométricos de coordenadas conocidas distribuidos en todo el territorio argentino permite vincular los nuevos levantamientos a algunos de esos puntos. De esta manera las coordenadas polares obtenidas por la medición de distancias y ángulos mediante estación total, teodolito, brújula, etc. de los puntos levantados, podrán ser transformados en coordenadas Gauss-Krüger. **Asimismo los rasgos geológicos levantados, además de ser representados en mapas con coordenadas planas, podrán ser ubicados en imágenes satelitales georreferenciadas, que suelen ser excelentes mapas base.**

Cartas topográficas de la república argentina

El IGN publica cartas topográficas a escalas: 1:500.000; 1:250.000; 1:100.000, 1:50.000 y 1:25.000, en soportes papel y digital. Son proyecciones cilíndricas transversas Gauss Krüger.

Las cartas a escala 1:500.000 ocupan todo el ancho de la faja, tienen 3° de longitud por 2° de latitud (Fig. 2-3) y llevan la denominación del paralelo y meridiano central, en el ejemplo de la figura 2-3, la identificación de la carta es **3760**, además tiene un nombre que normalmente es el de la población más importante del mapa. La superficie de la carta a escala 1:500.000 dividida en cuatro, corresponde a las cartas a escala 1:250.000. Estas se denominan con el número

de la carta 1:500.000 seguido de un número romano del I al IV como se ilustra en la figura 2-3, 3760-II. Cada carta 1:250.000 tiene 1° de latitud por 1°30' de longitud.

Asimismo, al dividir la superficie de la carta a escala 1:500.000 en 36 rectángulos de 20' de latitud por 30' de longitud obtenemos las superficies de las cartas a escala 1:100.000. Estas llevan la denominación de la carta 1:500.000 seguida por un número del 1 al 36 ordenados de oeste a este y de norte a sur (por ejemplo la 3760-18, Fig. 2-3).

La superficie de la carta a escala 1:100.000 dividida en cuatro, corresponde a las cartas 1:50.000. Estas se denominan con el número de la carta 1:100.000 seguido de un número arábigo de 1 a 4, 3760-18-2 en el ejemplo de la figura 2-3. Cada carta 1:50.000 tiene 10' de latitud por 15' de longitud.

Por último, la superficie de la carta a escala 1:50.000 dividida en cuatro, corresponde a las cartas 1:25.000. Cada una llevan la denominación de la carta 1:50.000 seguida de una letra, que puede ser **a**, **b**, **c** o **d**, según sea la correspondiente al cuadrante NO, NE, SO o SE respectivamente (Fig. 2-3), en el ejemplo: 3760-18-2-b.

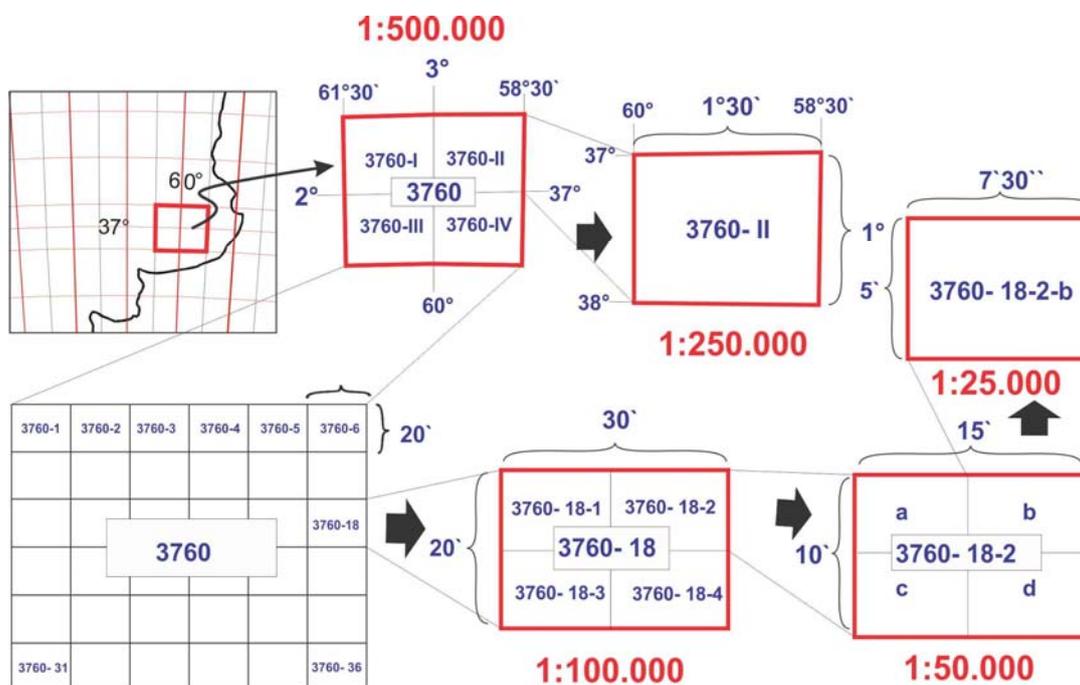


Figura 2-3. Numeración de las Cartas topográficas de la República Argentina a escala 1:500.000, 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000 y 1:25.000.

Cada carta tiene indicado en sus vértices los valores en coordenadas geográficas de los meridianos y paralelos que la limitan (Fig. 2-4). Aunque los valores de las coordenadas Gauss Krüger se expresan en metros, en los mapas están indicadas en kilómetros en el borde externo del mapa. Además para evitar números largos, solo se ponen los cuatro dígitos en la primera línea N-S de la izquierda (arriba y abajo) y en la primera línea E-O del borde inferior del mapa, 5.500 y 4.544 de la figura 2-4.

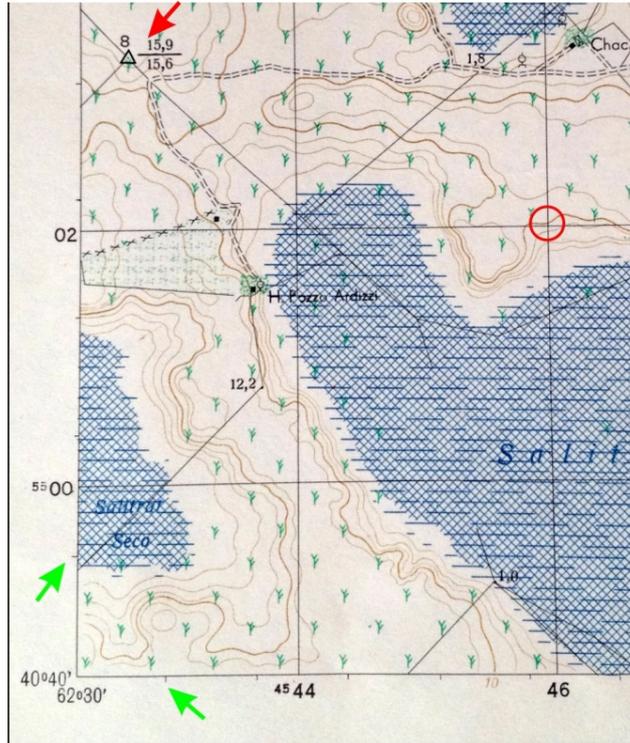


Figura 2-4. Vértice S-O de la carta topográfica 4263-11-3 Estancia La Serrana (prov. de Bs. As.). La flecha roja indica un punto trigonométrico con el número que lo identifica (8), también figura su cota expresada en metros con precisión decimal (un solo decimal), el número por encima de la línea horizontal es el valor de cota del punto en la chapa de bronce, el de abajo es la cota del piso, es decir el mojón de hormigón tiene 30 cm de altura. Los límites oeste y sur de la carta son el meridiano $62^{\circ}30'$ y el paralelo $40^{\circ}40'$ respectivamente. Las flechas verdes indican marcas separadas cada $30''$ que, uniéndolas con sus opuestas en los bordes derecho y superior del mapa permiten trazar meridianos y paralelos con esa separación. En estas marcas también se puede constatar que $30''$ en sentido E-O equivale a una distancia menor que $30''$ en sentido N-S.

Entonces, las coordenadas Gauss Krüger del punto rodeado por el círculo rojo de la figura 2-4 son:

$$X \text{ (o Norte)} = 5.502.000 \quad (\text{distancia en metros al polo sur})$$

$$Y \text{ (o Este)} = 4.546.000$$

El primer número del valor Y indica que el mapa se encuentra en la faja 4 (meridiano central de faja 63°) el resto del número 546000 indica que ese punto se encuentra a 46 km al este del meridiano central.

Los tres nortes de las cartas topográficas

Cuando describimos el sistema de coordenadas planas de los mapas de proyección Gauss Krüger mencionamos que la cuadrícula se construía trazando líneas paralelas al meridiano central y normales a estas que constituían los ejes X (S-N) e Y (E-O). La dirección S-N se denomina Norte de Cuadrícula. Asimismo, el Norte Geográfico está representado por los meridianos, líneas que limitan los bordes este y oeste de las cartas o que se obtienen uniendo los valores iguales de las marcas en minutos que figuran en los bordes superior e inferior de las mismas. Como los meridianos dibujados en las cartas son el resultado de la proyección de líneas que convergen hacia el sur, éstas son un poco más estrechas en su borde sur, además esta

característica de los meridianos, hace que el norte de cuadrícula solo coincida con el norte geográfico en el meridiano central de las cartas a escala 1:500.000 o en uno de los bordes de las cartas a escala 1:250.000. El ángulo formado entre ambos nortes, denominado convergencia, varía de 0° en el meridiano central de faja a más o menos 1° en el borde de la faja.

Por otra parte, los meridianos magnético en la mayoría de los caso no coinciden con los meridianos geográficos, la posición del Norte magnético varía territorialmente y en función del tiempo, y su posición depende de la declinación magnética del lugar, ángulo formado entre ambos meridianos geográfico y magnético. El ángulo entre el norte magnético y el norte de cuadrícula se denomina desviación magnética.

Declinación e inclinación magnética

Desde el punto vista magnético, la tierra se comporta como un gran imán. Las líneas de fuerza de este campo magnético, Meridianos Magnéticos, entran y salen de la superficie terrestre por puntos denominados Polos Magnéticos.

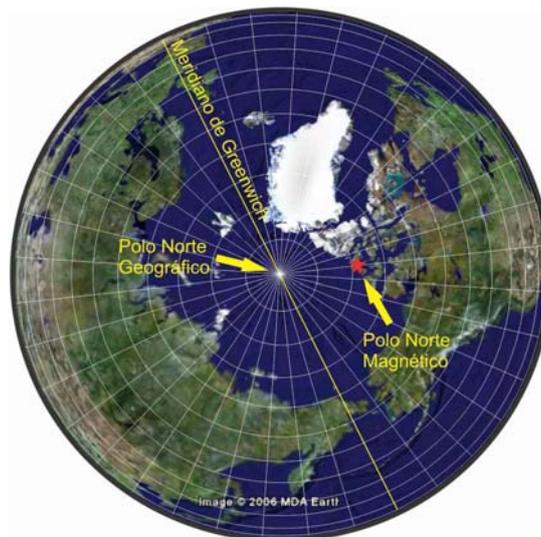


Figura 2-5. Vista de la superficie terrestre desde el cenit del polo norte geográfico donde se puede apreciar la ubicación del polo norte magnético (estrella roja). Imagen modificada de Google Earth.

El eje de rotación de la tierra no coincide con su eje magnético, el polo norte magnético está desplazado respecto al polo norte geográfico (Fig. 2-5). En la actualidad, el polo norte magnético está situado a unos 1.600 km del polo Norte geográfico, cerca de la isla de Bathurst, en la parte septentrional de Canadá, en el territorio de Nunavut. Asimismo el campo magnético presenta variaciones locales producto de la heterogeneidad en la distribución de los materiales terrestres, por lo tanto, las direcciones de los respectivos meridianos, geográficos y magnéticos, son en general diferentes y forman un ángulo entre sí.

Dicho ángulo se llama Declinación Magnética (δ). La falta de coincidencia entre ambos polos, geográfico y magnético, conduce a que cuando la aguja imantada de una brújula apunta al norte no necesariamente esa dirección es la del polo norte geográfico o norte verdadero.

Además, los meridianos magnéticos al salir y entrar perpendicularmente a la superficie de la tierra en los polos magnéticos (Fig. 2-6a), describen arcos que solo son paralelos a la superficie de ésta en el ecuador magnético. Esta geometría de las líneas de fuerza magnéticas conduce a que la aguja de la brújula solo se mantenga horizontal en el ecuador magnético, próximo al ecuador geográfico (Fig. 2-7), pero inclinándose con su extremo norte apuntando hacia la tierra en el hemisferio norte y con su extremo sur inclinado hacia la tierra en el hemisferio sur, hasta llegar a ponerse vertical en los polos magnéticos. Si se observa detenidamente la aguja de una brújula geológica se ve que tiene un contrapeso (usualmente un hilo de cobre) para contrarrestar esta inclinación. En las brújulas utilizadas en el hemisferio sur, el contrapeso debe disponerse entre el centro de gravedad de la aguja y el extremo que apunta al norte (Fig. 2-6b).

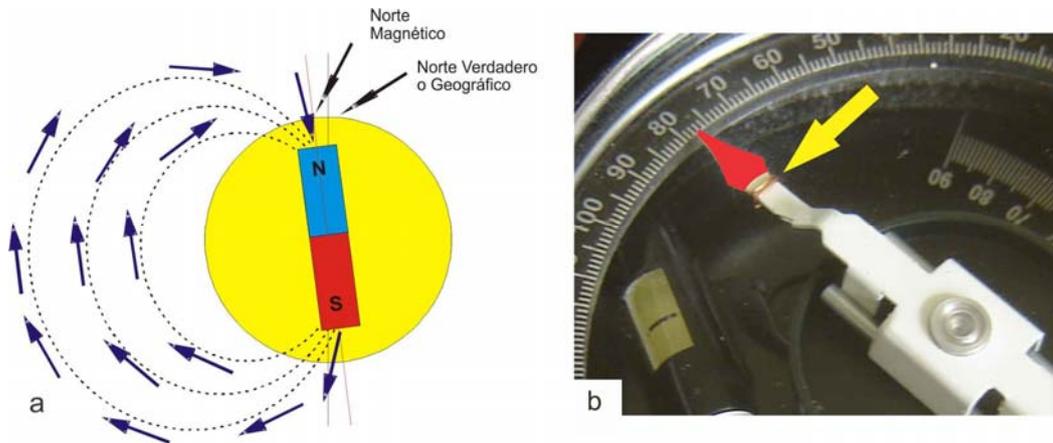


Figura 2-6. a) Geometría de las líneas de fuerza magnéticas. b) Hilo de cobre dispuesto como contrapeso para compensar la inclinación magnética y mantener la aguja horizontal.

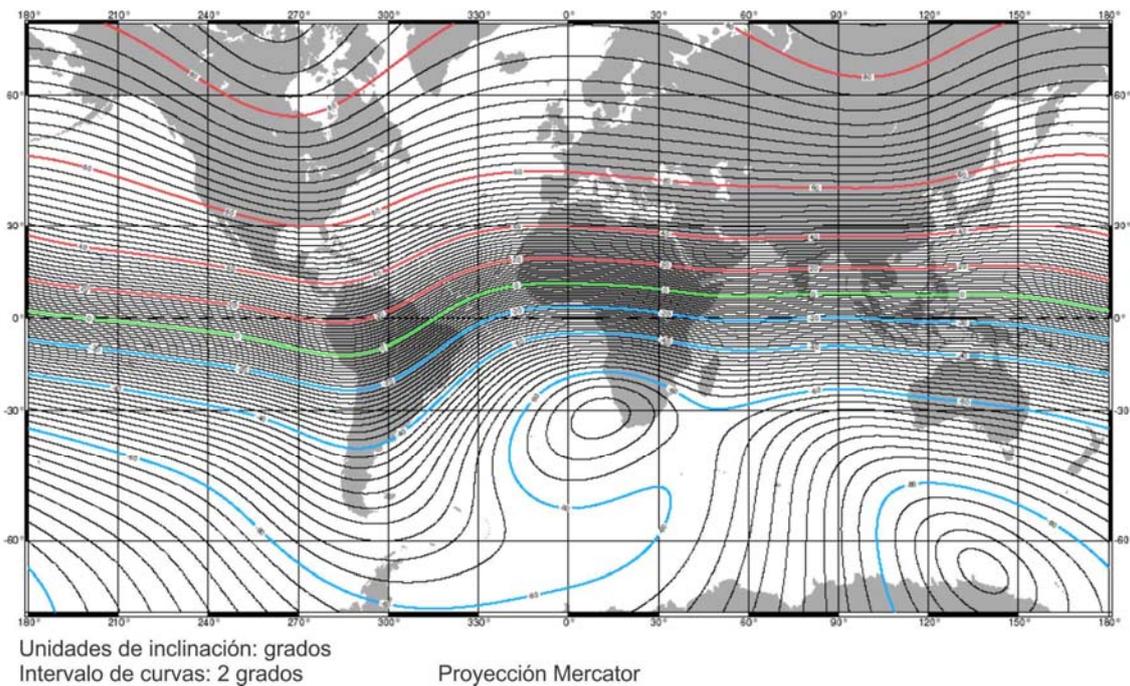


Figura 2-7. Mapa de inclinación magnética de la tierra. Fuente: NOAA – National Geophysical Center (NGDC).

Como los polos magnéticos se desplazan lentamente (cada año el polo norte magnético se desplaza unos 25 Km hacia el norte y unos 5 hacia el oeste, se ha desplazado 1.100 kilómetros en el último siglo) la declinación magnética varía en el tiempo.

La figura 2-8 es el mapa de declinación magnética de la tierra del año 2000, la línea verde, de declinación cero (denominada *agonic line*), indica los lugares de la tierra donde los meridianos geográficos y magnéticos coinciden. Los valores positivos de declinación corresponden a las regiones donde la aguja magnética se desvía hacia la derecha (hacia el este) del norte geográfico, mientras que los valores negativos indican desviaciones hacia la izquierda (al oeste).

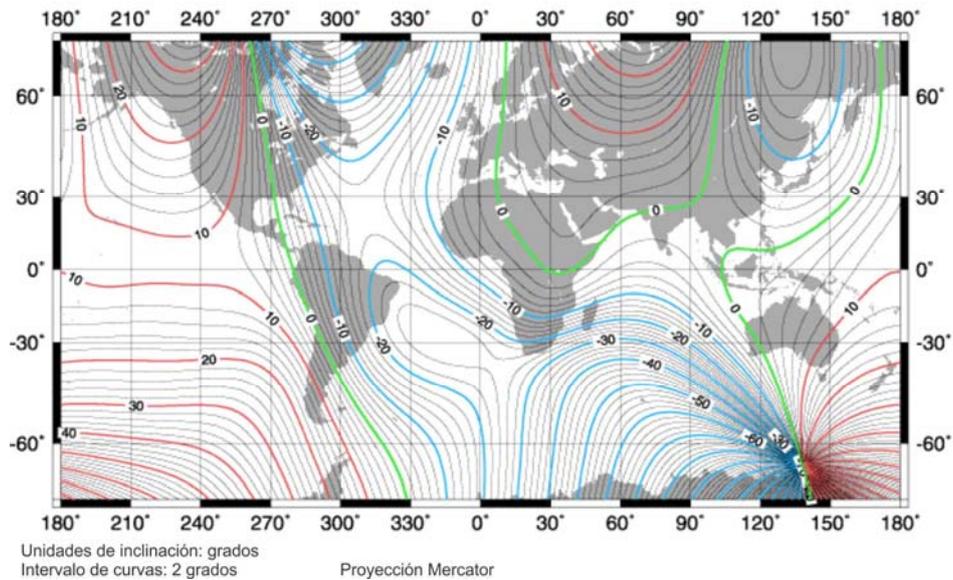


Figura 2-8. Mapa de declinación magnética de la tierra. Fuente: NOAA – National Geophysical Center (NGDC).

La figura 2-9 representa la variación anual de la declinación magnética de la tierra a partir del año 2000.

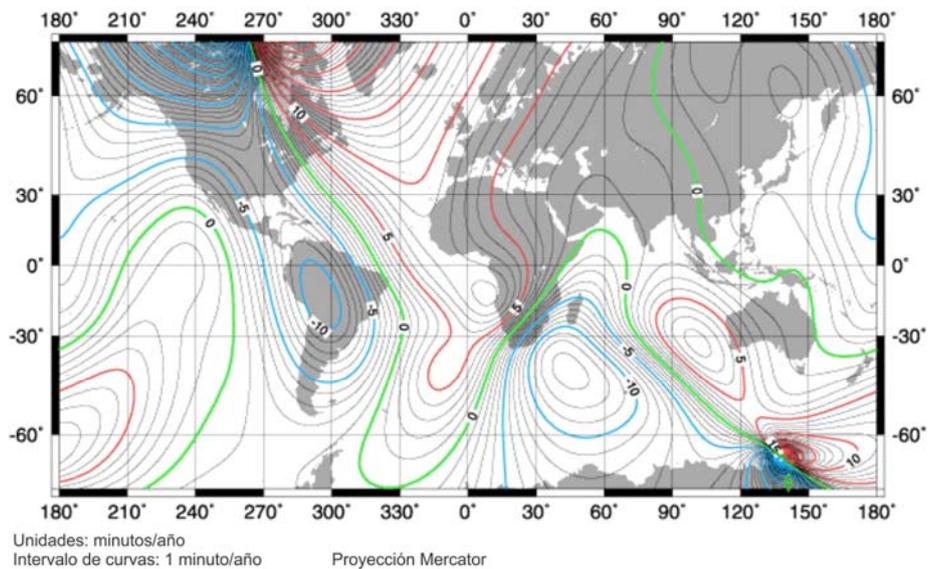


Figura 2-9. Mapa de variación de la declinación magnética de la tierra. Fuente: NOAA – National Geophysical Center (NGDC).

Cálculo de la declinación magnética

Las cartas topográficas del IGN, limitadas por coordenadas geográficas y con cuadrícula Gauss-Krüger, consignan en su margen izquierdo, las direcciones del polo norte geográfico (NG), polo norte magnético (NM) y norte de cuadrícula (NC), para el centro de la hoja. Como vimos en el capítulo anterior, NG y NC solo coinciden en el meridiano central de cada faja, en cualquier otro lugar de la faja formaran un ángulo que crecerá a medida que nos acerquemos al borde de esta debido a la convergencia de los meridianos geográfico hacia el polo sur. Por último la posición del NM depende de la declinación magnética. Además se indican los valores angulares en grados, minutos y segundos y signo de la declinación magnética δ , de la desviación magnética Δ (entre el norte magnético y el norte de la cuadrícula) y variación anual de la declinación, además de la fecha de confección de la carta. Estos datos nos permiten calcular el valor de la declinación magnética para cualquier momento posterior a la confección de la carta.

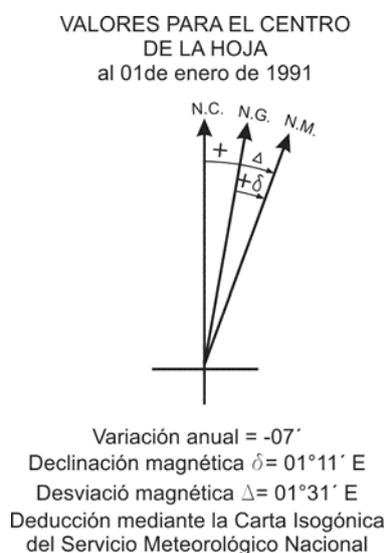


Figura 2-10. Datos de declinación y desviación magnética y variación anual para la hoja Paso de San Francisco a escala 1:250.000.

Ejemplo: en la figura 2-10 se ilustran los datos que constan en el margen izquierdo de la carta a escala 1:250.000 Paso de San Francisco de la provincia de Catamarca. Los mismos permiten calcular la declinación magnética de ese lugar en cualquier momento.

Si se desea calcular el valor de la declinación δ en 2016 se debe multiplicar -07' (variación anual) por 25 (25 años) que da -2° 55'. Este valor, sumado el valor de declinación de 1991 da:

$$01^{\circ}11' + (-2^{\circ} 55') = -1^{\circ} 44'$$

En 2016 el valor de declinación del punto central de la carta Paso de San Francisco pasó a estar desviado 1° 44' al oeste respecto a norte geográfico según la fórmula:

$$\delta = \delta_i + (V_a \times T)$$

Donde δ = declinación magnética en 2016

δ_i = declinación magnética inicial (1991)

V_a = variación anual de la declinación

T = tiempo transcurrido desde la confección de la carta hasta 2013

Para obtener la declinación magnética de una región sobre la que no se cuenta con datos cartográfico se puede recurrir a a:

<<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/#declination>>

o <<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/#igrfwmm>>

Páginas que proporcionan el valor de declinación magnética ingresando los datos de latitud y longitud del lugar.

Por otra parte, la mayoría de los GPS presentan la opción de calcular rumbos y acimuts según norte verdadero (geográfico), norte de “parrilla” o cuadrícula y norte magnético, por lo tanto tienen en su base de datos la declinación y variación magnética de toda la tierra. Si el aparato está configurado para mostrar los acimuts según el norte magnético, en alguna de las diversas rutinas o pantallas indicará la declinación magnética del lugar donde se encuentra.

Por último, se puede también calcular la desviación magnética *in situ* si se cuenta con la carta topográfica del lugar. Bastará medir con la brújula el acimut de un rasgo lineal en la carta que reconozcamos en el terreno, por ejemplo un camino, y luego dibujar ese ángulo en la carta. El ángulo entre la línea dibujada y cualquiera de las líneas que indican el norte de cuadrícula, representa la desviación magnética.

CAPÍTULO 3

Introducción a la construcción del mapa base topográfico

Horacio Echeveste y Luciano López

Introducción

El mapa base donde volcaremos la información geológica que conducirá al mapa geológico debe ser un mapa topográfico. Contar con información del relieve resulta imprescindible, ya que la interrelación entre la topografía y los planos geológicos permitirá predecir, por ejemplo, la traza de afloramiento de contactos litológicos, la traza de fallas y en general de cualquier rasgo geológico planar en zonas pobremente expuestas. El IGN, como se vio en el capítulo anterior, publica mapas de varias escalas, la más grande es 1:25.000. Desafortunadamente son escasos los mapas topográficos a esta escala, especialmente en zonas montañosas, donde, en general, se desenvuelven los geólogos. Este escenario hace que se deba recurrir a otras fuentes para obtener información topográfica de detalle de un territorio o que el propio geólogo realice el levantamiento topográfico simultáneamente con el geológico. En este capítulo se mencionan otros recursos para obtener modelos de elevación del terreno y se hace una introducción a la construcción del mapa topográfico.

Topografía

La topografía aborda el conjunto de procedimientos para determinar las posiciones relativas de los puntos sobre la superficie de la tierra y su representación en un plano o dibujo a escala. En la mayoría de las técnicas topográficas la ubicación de puntos del terreno se realiza mediante la medición de distancias y ángulos horizontales y verticales, o mediante el sistema de posicionamiento global. El resultado del “levantamiento topográfico” es el mapa topográfico, utilizado para representar los accidentes naturales de una porción de la superficie terrestre y también los elementos artificiales, humanos o culturales, como redes de transporte, poblaciones y fronteras políticas de provincias o estados.

La topografía como ciencia que se encarga de las mediciones de la superficie terrestre, se divide en dos ramas principales: la geodesia y la topografía plana.

En el primer caso, donde se representarán grandes sectores de la superficie de la tierra (países por ejemplo), las mediciones tienen en cuenta la curvatura de ésta, asimilando su forma a la de una esfera o elipsoide, de acuerdo a la precisión del mapa resultante.

En los trabajos topográficos o geológicos, que en general abarcan porciones reducidas de la superficie terrestre, no se tiene en cuenta la curvatura de la tierra. Las verticales del lugar de puntos distribuidos sobre estas superficies reducidas son consideradas paralelas entre sí.

Sin embargo, cuando se trate de determinar alturas, aún en los casos en que no se requiera gran precisión, no puede despreciarse la curvatura terrestre.

Planimetría y altimetría

La planimetría es la proyección a escala de puntos reconocidos en el terreno sobre un plano horizontal imaginario. Los puntos medidos, generalmente a partir de coordenadas polares, se vuelcan en este plano según sus verticales del lugar, es decir mediante ángulos horizontales (acimuts) y distancias horizontales o distancias reducidas al horizonte. Dependiendo del instrumental con que se hace el levantamiento, la distancia medida entre el punto estación (A en la figura 3-1) y el punto visado, puede ser directamente la distancia horizontal (mediada con cinta) o la distancia inclinada si se mide, por ejemplo, con un distanciómetro electrónico. Con la medida obtenida con este segundo método y el ángulo vertical entre ambos puntos se puede calcular trigonómicamente la distancia horizontal con la función coseno. Debido a que en la mayoría de los casos los mapas se dibujan en computadora con *software* específicos, las coordenadas polares de los puntos levantados son luego transformadas en coordenadas cartesianas, Gauss Krüger, UTM o sistema de coordenadas locales.

Por otra parte, la altimetría es la técnica que permitirá obtener para cada punto visado el valor de su cota a partir de un plano horizontal de referencia, normalmente el nivel medio del mar. Para obtener la cota del punto visado la primera condición es conocer la cota del punto estación, entonces, de manera similar a la obtención de la distancia reducida, se puede calcular la diferencia de altura entre el punto estación y el punto visado con la función seno, conocida la distancia inclinada, o tangente conocida la distancia horizontal. Este método de resolver la altimetría se denomina nivelación trigonométrica, que junto a otros métodos de nivelación trataremos en el Capítulo 5.

En la figura 3-1 se muestran el punto estación A y los puntos 1, 2, 3, 4 y 5 levantados desde A. Los puntos A', 1', 2', 3', 4' y 5' representan las proyecciones en un plano horizontal de los primeros. Las líneas blancas son horizontales y las amarillas las distancias inclinadas entre el punto estación y los puntos visados, d' en el caso del punto 1, a es el valor del ángulo vertical entre A y 1. La distancia d o distancia reducida u horizontal entre A y 1 se obtiene según la ecuación:

$$d' = d \cos \alpha$$

La diferencia de altura entre ambos, Dh , se calcula mediante la ecuación:

$$Dh = d \operatorname{sen} a$$

Este valor (negativo por estar el punto 1 a menor cota que A y ser a negativo) sumado a la cota de A permite obtener la cota del punto 1.

Un mapa con un conjunto de puntos ubicados según cualquier técnica planimetría y con valores de cota obtenidas con alguna de las técnicas alimétricas es el insumo principal para poder construir un mapa topográfico.

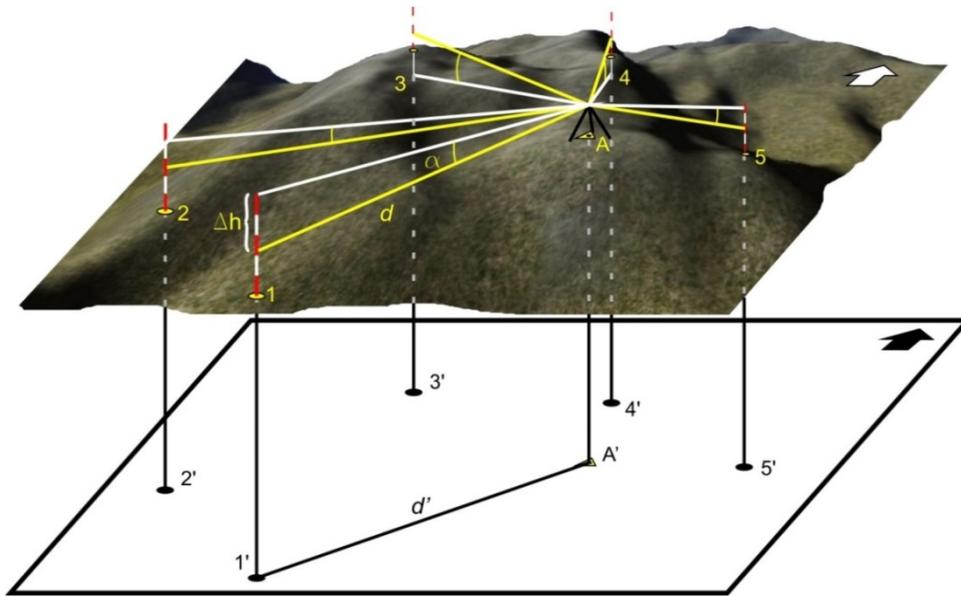


Figura 3-1. Proyección de la estación A y de los puntos 1, 2, 3, 4 y 5 en un plano horizontal (explicación en el texto).

Representación del relieve

La representación de las formas de la superficie terrestre en una superficie de dos dimensiones (un papel, monitor de computadora, etc.), ha constituido un desafío desde la confección de los primeros mapas. La dificultad surge como consecuencia de la necesidad de representar en un plano un cuerpo de tres dimensiones. Los primeros intentos tendientes a evidenciar el relieve en los mapas topográficos de las zonas montañosas consistió en sombrear, de manera más o menos artísticas, aquellas laderas donde el sol ilumina menos, las ubicadas al NE de las zonas altas en el hemisferio norte y las ubicadas al SO en el hemisferio sur. Es una manera bastante efectiva de producir sensación de relieve. En la figura 3-2, imagen de un sector del Cañón del Colorado se ilustra cómo la sombra asociada al relieve en una imagen de satélite produce sensación de relieve y como puede confundir la posición relativa del sol.

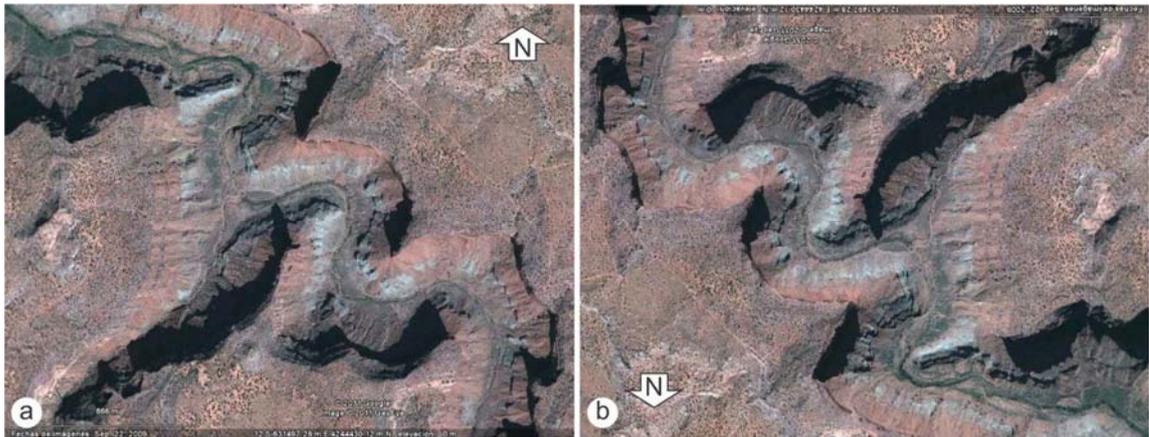


Figura 3-2. Imagen de satélite de un sector del Cañon del Colorado. a) Con el norte hacia arriba apreciamos el relieve al revés. b) Con el norte hacia abajo interpretamos el relieve correctamente.

La figura 3-2a, que el lector seguramente asociará a una especie de cresta sobre una superficie más o menos plana, corresponde en realidad a un valle (Fig. 3-2b). Al ser una imagen del hemisferio norte se debe girar (norte apuntando hacia abajo) para poder apreciar correctamente el relieve ya que nuestros sentidos están “automáticamente” adaptados para el hemisferio sur.

En la figura 3-3a, se muestra un sector del viejo mapa topográfico Bariloche a escala 1:500.000 con el relieve representado mediante sombreado.

Otra forma de representar el relieve, que se usó en casi todos los mapas del siglo XIX, fue mediante trazos de pendiente o achurado (Fig. 3-3b). Las líneas estaban uniformemente separadas, pero se empleaba un grosor o longitud de línea variable de acuerdo a lo pronunciado de la pendiente. Las líneas más gruesas en pendientes mayores producen una sensación de mayor relieve.

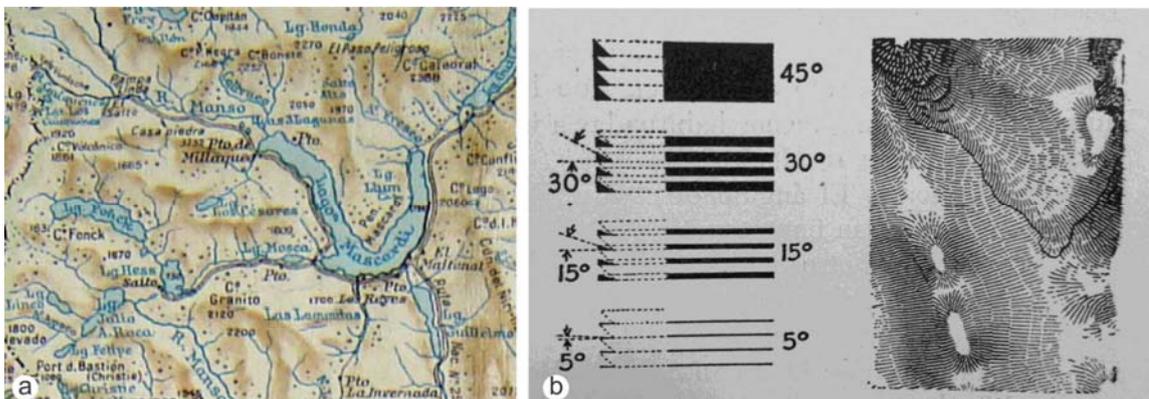


Figura 3-3. a) Un sector de la hoja topográfica Bariloche con el relieve representado por sombreado. b) Relieve representado por trazos de pendiente en un viejo mapa francés.

Curvas de nivel

Sin embargo, la dificultad de representar el relieve se superó ampliamente con la utilización de las curvas de nivel o isohipsas (isobatas por debajo del nivel del mar) que proporcionan información cuantitativa sobre el relieve, en ocasiones combinadas con sombreados o el empleo de tintas hipsométricas (Fig. 3-4).

Las curvas de nivel son líneas que unen puntos que tienen igual altura. Son el resultado de proyectar las curvas imaginarias que se generan por la intersección de planos horizontales, equidistantes entre sí, con la superficie del terreno. La equidistancia entre planos es variable y estará en función del relieve que se quiere representar. Al estar generadas por planos paralelos, las curvas de nivel no se cortan entre sí, son líneas continuas que se cierran en sí mismas, bien sea dentro o fuera del plano, nunca se bifurcan o se ramifican. La dirección de máxima pendiente del terreno sobre una curva de nivel es normal a la misma. Una mayor proximidad entre curvas de nivel indica mayores pendientes es decir, cuanto más empinada sea la pendiente, más próximas entre sí aparecerán las curvas de nivel en cualquier intervalo de curvas o escala del mapa.

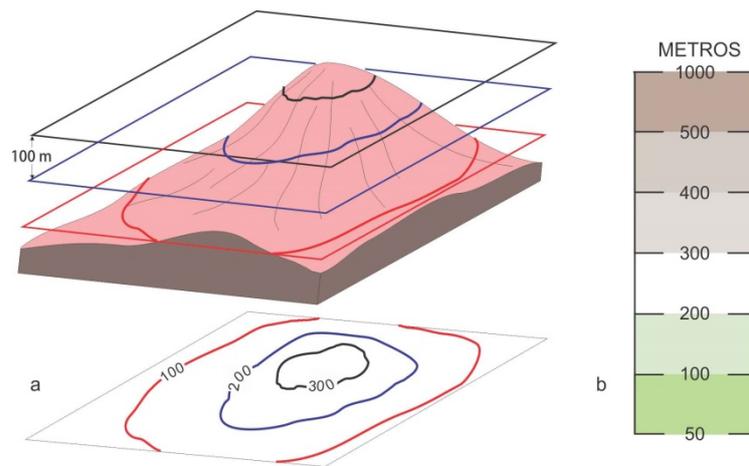


Figura 3-4. a) Curvas de nivel o isohipsas. b) Colores hipsométricos de la carta topográfica del IGN.

De este modo, los mapas con curvas de nivel proporcionan una impresión gráfica de la forma, inclinación y altitud del terreno. Generalmente se trazan a mano alzada sobre el plano, interpolando entre los puntos acotados durante el levantamiento topográfico. Cuanto mayor sea la densidad de puntos acotados, más fiel será la reproducción de las formas del terreno. Normalmente se hace interpolación lineal, asumiendo que la pendiente entre dos puntos de cota conocida es constante y responde a la ecuación de una recta.

En ocasiones, cuando la pendiente es muy pronunciada, cercana a la vertical, para que las curvas no se superpongan unas sobre otras, el IGN las combina con trazos de pendiente (Fig. 3-5).

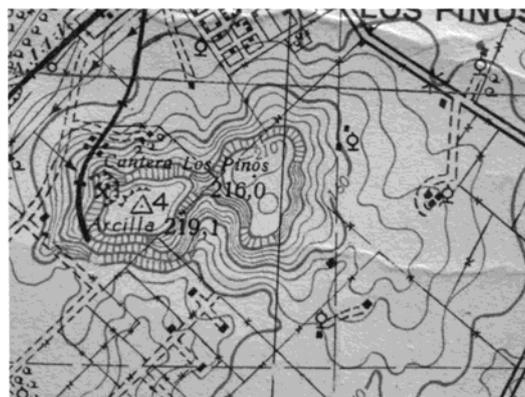


Figura 3-5. Relieve representado por curvas de nivel y trazos de pendiente en zona de relieve cercano a la vertical.

Si las curvas de nivel son trazadas mediante un *software* de dibujo en una PC, se puede elegir entre distintos métodos de interpolación (*kriging*, inversa de la distancia, regresión polinomial, etc.). Generalmente las curvas de nivel trazadas por la computadora deben retocarse siguiendo algunas pautas que el responsable del dibujo conoce y la computadora no, como por ejemplo la forma que deben tener las curvas al cruzar la red de drenaje respetando la regla de las V topográficas. Asimismo los métodos de interpolación digital suelen tener problemas con algunas situaciones comunes en topografía como quiebres de pendientes. Si bien hay mecanismos para resolver estos problemas, el dibujo de las curvas de nivel debe estar controlado y validado por el usuario.

En el caso de trazar manualmente curvas de nivel en un mapa con puntos acotados, debemos primero calcular las distancias entre los puntos por donde pasarían las curvas, se supone que la pendiente entre puntos contiguos es constante.

En la figura 3-6 se ilustra un ejemplo de interpolación analítica. Supongamos que se deben trazar curvas de nivel con equidistancia de un metro entre dos puntos acotados A y B:

Cota de A= 23,45 m

Cota de B= 28,36 m

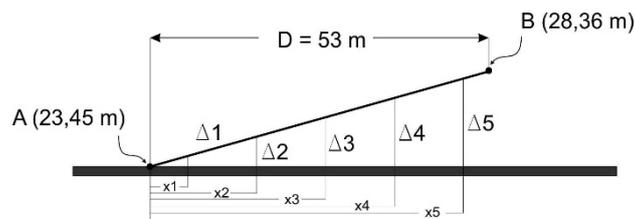


Figura 3-6. Interpolación analítica entre dos puntos acotados.

Distancia AB= 53 m

Entre ambos puntos pasarán las curvas de 24, 25, 26, 27 y 28 m. De la figura 3-6 se desprende que deben calcularse las distancias X1, X2, etc. En primer lugar se calculan las diferencias de cota entre A y B:

$$D_{AB} = 28,36 - 23,45 = 4,92 \text{ m}$$

Luego determinamos las diferencias entre la cota menor (A) y cada una de las cotas de números enteros entre A y B

$$D_1 = 24 - 23,45 = 0,55 \text{ m}$$

$$D_2 = 25 - 23,45 = 1,55 \text{ m}$$

$$D_3 = 26 - 23,45 = 2,55 \text{ m}$$

$$D_4 = 27 - 23,45 = 3,55 \text{ m}$$

$$D_5 = 28 - 23,45 = 4,55 \text{ m}$$

Y por último calculamos las distancias Xi según la ecuación derivada de triángulos semejantes:

$$D/D_{AB} = X_i / D_i \quad \text{donde} \quad X_i = D_i * D/D_{AB} \quad \text{por lo tanto:}$$

$$X_1 = 0,55 * 53 / 4,92 = 5,92 \text{ m}$$

$$X2 = 1,55 * 53 / 4,92 = 16,70 \text{ m}$$

$$X3 = 2,55 * 53 / 4,92 = 27,46 \text{ m}$$

$$X4 = 3,55 * 53 / 4,92 = 38,24 \text{ m}$$

$$X5 = 4,55 * 53 / 4,92 = 49,01 \text{ m}$$

En el caso de la interpolación gráfica en un mapa con puntos acotados, se procede como se ilustra en la figura 3-7, el objetivo es trazar curvas de nivel con una equidistancia de 5 metros. Se unen con rectas los puntos acotados contiguos (Fig. 3-7b y c) y se las divide cada una por la cantidad de metros entre los dos puntos extremos, en el caso de este ejemplo el proceso es sencillo pues los puntos tienen cotas enteras en metros.

Una vez divididos todos los segmentos como se indicó, resulta sencillo encontrar por donde pasan las curvas múltiplo de 5 m: 95, 100, 105, etc., como se ilustra en la figura 3-7d.

Existen distintos tipos de curvas de nivel, las principales son:

Curva maestra: Una de cada cuatro o cinco curvas que se dibuja con un mayor grosor y sobre la que se indica su altitud correspondiente.

Curvas intermedias: las que se encuentran entre curvas maestras.

Curva de configuración o figurativa: Cada una de las líneas utilizadas para dar una idea aproximada de las formas del relieve sin indicación numérica de altitud ya que no tienen el soporte de las medidas precisas.

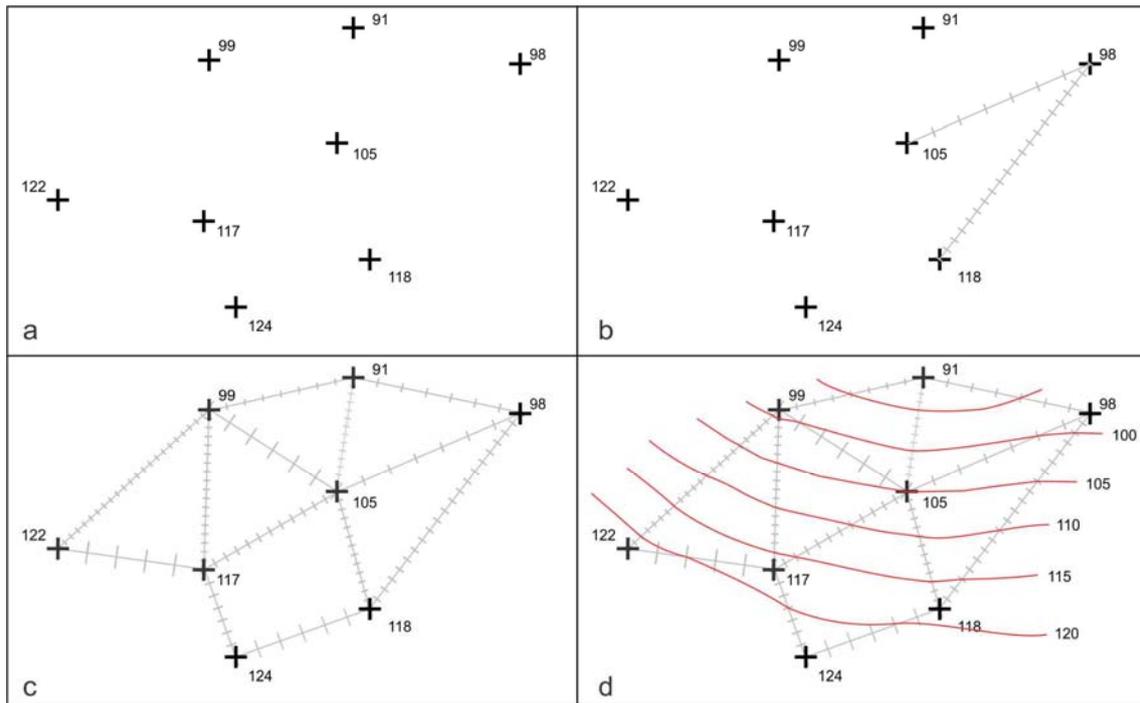


Figura 3-7. a) Mapa con puntos acotados. b y c) Se unen con rectas los puntos contiguos y se las divide en tantos segmento como sea la diferencia de cota entre los puntos extremos. d) Se trazan las curvas de nivel, en este caso con una equidistancia de 5 m.

Curva intercalada: Curva de nivel que se añade entre dos curvas de niveles normales cuando la separación entre éstas es muy grande para una representación cartográfica clara. Se suele representar con una línea más fina o discontinua.

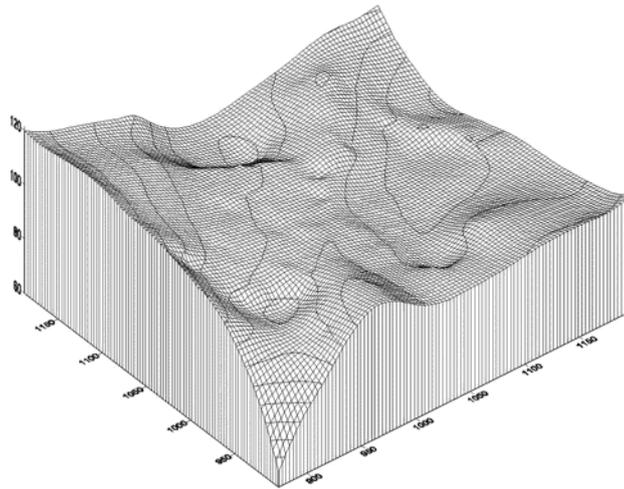


Figura 3-8. Bloc-diagrama construido con el software Surfer 7.0.

Por otra parte, algunos *software* de dibujo permiten obtener esquemas del tipo bloc-diagramas donde la forma de la superficie representada resulta de una combinación de curvas de nivel y la deformación de una grilla X Y en función de la altura (Fig. 3-8).

Modelos de elevación digital

Los modelos de elevación digital (DEM en inglés) son una forma almacenar y representar información altimétrica georreferenciada, que al estar en formato digital, permite generar vistas tridimensionales del terreno y producir una gran variedad de información (mapas, rutas, etc.), donde se utiliza como sustrato la información altimétrica. Existe una amplia variedad de fuentes desde las cuales puede construirse un DEM. Estas fuentes pueden ser divididas como directas o indirectas. En las directas se obtienen los datos de posición XYZ con algún instrumental que permita la determinación de estos datos en el campo, (ej. teodolito, estación total, GPS diferencial). Las fuentes indirectas utilizan datos tomados previamente y pueden generarse por restitución o digitalización.



La restitución por estereoscopía se basa en el fundamento que permite ver en 3D cuando se utiliza un estereoscopio. Se obtiene esta visión tridimensional al contar con dos imágenes o fotos de una misma zona adquiridas en distintas posiciones. Actualmente los software son capaces de extraer la información de altura a partir de dos imágenes satelitales (estereoscopía digital) o de pares de fotografías aéreas (estereoscopía analógica).

Los DEM generados a partir de imágenes Aster son uno de los modelos de elevación digital más extendidos que utiliza la espectroscopía digital. Estos DEM presentan una resolución espacial de 30 m en la horizontal y cubren prácticamente la totalidad de la superficie terrestre.

La interferometría de imágenes Radar resulta una de las técnicas con mayor perspectiva a futuro en lo que se refiere a la construcción de los DEM. Si bien a grandes rasgos el concepto que utiliza es el mismo que el empleado en la estereoscopía, posee la ventaja de no estar afectada por nubes o áreas de alta densidad de vegetación. Una de las mayores diferencias con las imágenes satelitales o las fotos aéreas es que las imágenes Radar registran las ondas de radio que se reflejan sobre la superficie de la Tierra, pero estas ondas son generadas por el propio satélite.

Uno de los DEM más utilizados en geología proviene de la Misión topográfica "Radar Shuttle" que fue elaborado a partir de la interferometría de imágenes radar adquiridas por un transbordador espacial. El vehículo obtiene dos imágenes de radar de un mismo sector de la superficie de la tierra simultáneamente desde dos posiciones distintas, una desde la misma nave y la otra desde un brazo de 60 m adosado (Fig. 3-9).

Las diferencias entre las imágenes obtenidas por ambas antenas permiten calcular la elevación de la superficie observada mediante técnica interferométrica. Los datos de altura se presentan como una matriz de píxeles donde cada uno tiene coordenadas de posición N-S y un valor de altura. La resolución (tamaño del píxel) varía entre 30 m (equivalente a un segundo de arco) para los Estados Unidos y 90 m para el resto del mundo (3 segundos de arco).

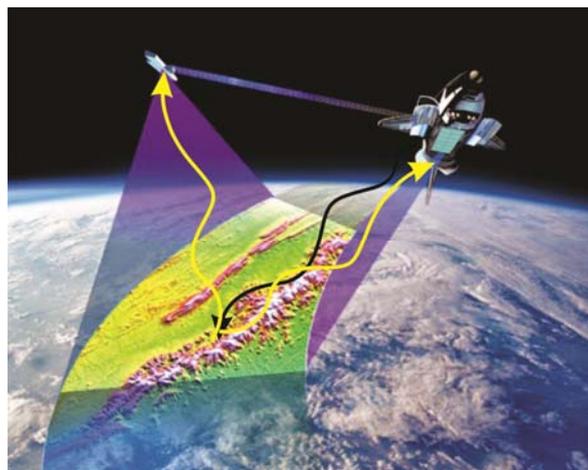


Figura 3-9. Obtención de datos altimétricos a partir de señales de radar por la misión Shuttle.

Tanto los modelos de elevación digital de Aster como de SRTM se encuentran disponibles para ser descargados de forma gratuita desde el siguiente enlace: <https://earthexplorer.usgs.gov/>

En la figura 3-10a se ilustra una imagen generada por computadora de un modelo de elevación digital. La matriz de alturas también puede representarse como curvas de nivel. La adquisición y procesamiento informático de imágenes remotas, desde satélites, trasbordadores o fotos aéreas se ha constituido como una herramienta fundamental para la generación de modelos de elevación digital (DEM) de grandes áreas. Estos modelos se constituyen como una base sobre la cual puede generarse las curvas de nivel, generar vistas tridimensionales de la superficie terrestre y realizar una serie de mapas derivados (Fig. 3-10b), que pueden ser relativamente sencillos utilizando únicamente el DEM, como los mapas de sombreado, pendientes, orientación, insolación, etc., o también pueden incorporar nueva información y servir como sustrato para simulaciones numéricas de procesos físicos como por ejemplo para modelar inundaciones o por donde se transportarán los flujos piroclásticos.

Al incrementarse la resolución espacial de los MED fue posible la determinación de vegetación, edificios y otras obras de arte, a estos modelos se los conoce como modelos de elevación de la superficie (MES), mientras que los que representan la topografía del sustrato se los conoce como modelos de elevación del terreno (MET) (Fig. 3-11).

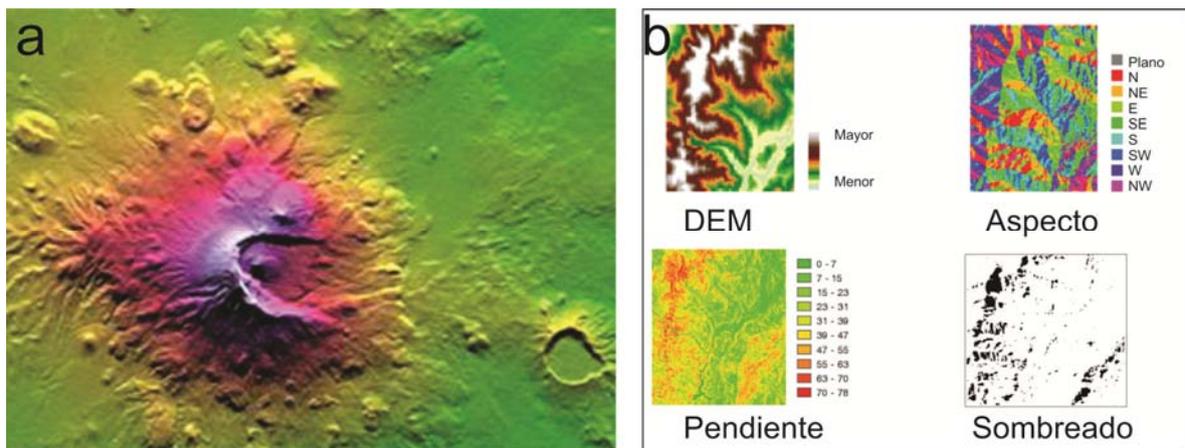


Figura 3-10. a) Modelo de elevación digital. b) Mapas derivados a partir de un modelo de elevación digital.

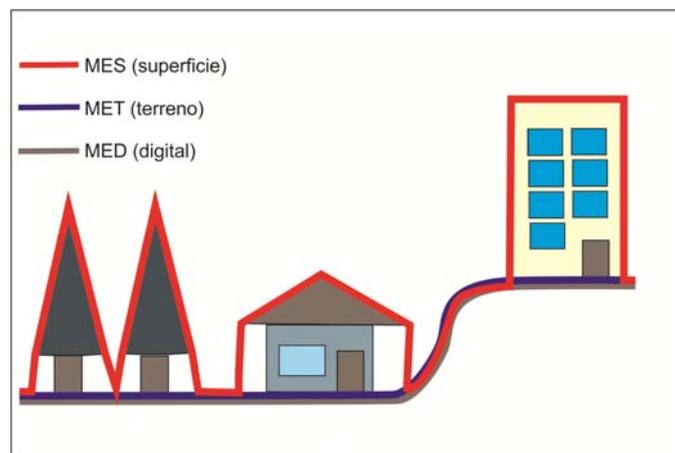


Figura 3-11 Diferencias entre los modelos de elevación de la superficie, del terreno y digital.

Con los modelos de elevación digital es posible determinar la red de drenaje y la determinación de cuencas hídricas otra utilidad es establecer la intervisibilidad o no que existe entre dos puntos o la generación de un mapa de cuenca visual que establece que sectores de un mapa pueden ser visibles desde un punto determinado. Estas funciones son muy relevantes en ciertos estudios arqueológicos y también son útiles para la determinación del impacto visual que podrá tener alguna obra. Asimismo a partir del DEM puede determinarse cuál es la ruta que implica el menor esfuerzo o tiempo entre dos puntos (que no necesariamente es la ruta más corta).

Fotogrametría digital

En la actualidad se utilizan técnicas de fotogrametría digital y *surface from motion* para generar modelos tridimensionales. Estos modelos pueden ser generados a partir de fotografías tomadas a partir de vuelos con vehículos no tripulados (UAVs) o drones. Gracias a esta técnica se consiguen modelos de elevación digital con resoluciones espaciales submétricas. Los fundamentos y técnicas de la fotogrametría serán abordados en el Capítulo 7.

¿Qué se puede representar en función de la escala del mapa?

En el caso del mapa clásico, en papel, el concepto de escala está íntimamente relacionado con el grado de detalle de lo que podemos representar. Se asume que en un mapa de este tipo el menor punto o línea que se puede dibujar es de 0,1 mm, por lo tanto en un mapa por ejemplo de escala 1:100.000 la menor medida que podremos representar será de 10 m, cualquier medida inferior no podría representarse gráficamente a escala. A este valor se lo denomina inseguridad gráfica γ (gamma). Generalmente los errores del dibujo superan este valor, aceptándose el triple de la inseguridad gráfica, 3γ , denominada tolerancia (Tabla 3-1).

De esta manera surge la importancia de la elección de la escala en función del detalle que el autor desee para su mapa y también de la elección del instrumental que debería utilizarse para hacer el “levantamiento” de acuerdo a ese detalle.

Tabla 3-1

Escala	Inseguridad gráfica	Tolerancia
1:500	0,05 m	0,15 m
1:5.000	0,5 m	1,5 m
1:10.000	1 m	3 m
1:25.000	2,5 m	7,5 m
1:50.000	5 m	15 m
1:100.000	10 m	30 m
1:200.000	20 m	60 m
1:250.000	25 m	75 m

Por ejemplo, la utilización del GPS tipo “navegador” en el georeferenciamiento de datos planimétricos, ha sido ampliamente adoptada para la confección de mapas geológicos. Los navegadores modernos alcanzan una precisión del orden de los 4 m (incertidumbre de ubicación de un punto en un círculo de 8 m de diámetro), es decir constituye un instrumento adecuado para “mapear” a escala 1:25.000 o más pequeña ya que a esta escala, el error de posición planimétrico (8 m) es similar al valor de tolerancia del mapa (7,5m).

Al pasar la información a formato digital se pierde el concepto de escala y se pierde por lo tanto el control sobre el error asociado al elemento espacial. Se dice entonces que *"la información digital no tiene escala"* y esto es tan válido que en un Sistema de Información Geográfica (SIG) se puede mezclar información de terreno con datos a escala 1:1.000 con datos a escala 1:250.000. Sin embargo debemos tener en cuenta que la escala del mapa estará en función del objetivo del mapeo, por lo tanto la elección de la escala debe hacerse antes de realizar el mapeo. Esto es de suma importancia porque limitará el tiempo invertido en el mapeo de detalles y objetos que no solo que no se observarán sino que además pueden perjudicar la lectura en la salida gráfica final. En los SIG es posible configurar la escala de referencia, la cual nos permitirá “fijar” la escala cuando estemos en el proceso de edición. Además podemos configurar que cierta información como mapas o imágenes satelitales aparezca o no en la pantalla en función de la escala.

Medición de ángulos y distancias

Como se dijimos anteriormente, el levantamiento geológico o topográfico consiste en la elección de puntos en el terreno, su ubicación relativa y/o absoluta y su representación en un mapa. Una vez elegido el punto que se quiere levantar, sobre la base de su importancia por la observación de un rasgo geológico, topográfico, fisiográfico u otro, la determinación de su ubicación dependerá del instrumento con que se cuente para hacer ese levantamiento.

Cuando usamos un GPS en un levantamiento geológico la posición relativa entre los puntos de observación es irrelevante ya que no necesitamos conocer la posición de un punto determinado para averiguar la posición de un nuevo punto.

Sin embargo, cuando usamos otros instrumentos en levantamientos topográficos o geológicos, la posición de un nuevo punto estará necesariamente referida a otro punto, generalmente al punto medido anteriormente. La manera de vincular un nuevo punto con puntos anteriores es a través de la medición de ángulos (horizontal o acimutal y vertical o cenital) y distancia, esto es mediante coordenadas polares.

Medición de ángulos horizontales y verticales

Los ángulos horizontales se pueden determinar mediante tres procedimientos según el tipo de instrumento utilizado: a) goniómetros, donde el ángulo se mide en un limbo graduado en

grados sexagesimales (círculo de 360°) como en el caso de brújulas (de geólogo, de agrimensor, taquimétricas, etc.), teodolitos, taquímetros, niveles ópticos, telémetros montados en trípodes y estaciones totales, b) goniógrafos, donde el ángulo horizontal se dibuja directamente sobre el mapa en una especie de mesa como es el caso del conjunto alidada-plancheta y c) escuadra de prisma o pentaprisma que permite determinar ángulos fijos de 90 o 180° .

En los goniómetros como el teodolito, brújula taquimétrica, nivel óptico y estación total (Fig. 3-12) un anteojo o telescopio gira según un eje vertical ubicado en el centro de un limbo horizontal. Un ángulo horizontal α entre los puntos A y B medido desde P (Fig. 3-13) es el que forman entre sí los dos planos verticales que contienen a esos puntos y al eje vertical del instrumento. En los instrumentos mencionados menos el nivel óptico, el anteojo se mueve también según un eje horizontal que permite visar puntos por arriba y por debajo del horizonte y medir ángulos verticales.

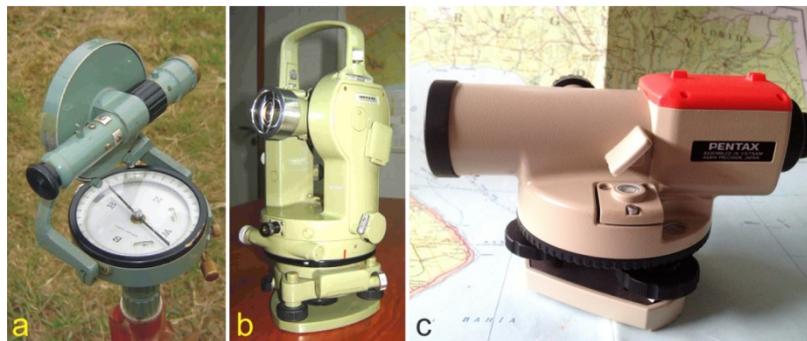


Figura 3-12. Instrumentos topográficos que permiten medir ángulos horizontales.
a) Brújula taquimétrica. b) Teodolito. c) Nivel óptico.

La medida de los ángulos verticales β y γ permite calcular los desniveles respecto de P de los punto A y B, Δh_{PA} y Δh_{PB} respectivamente.

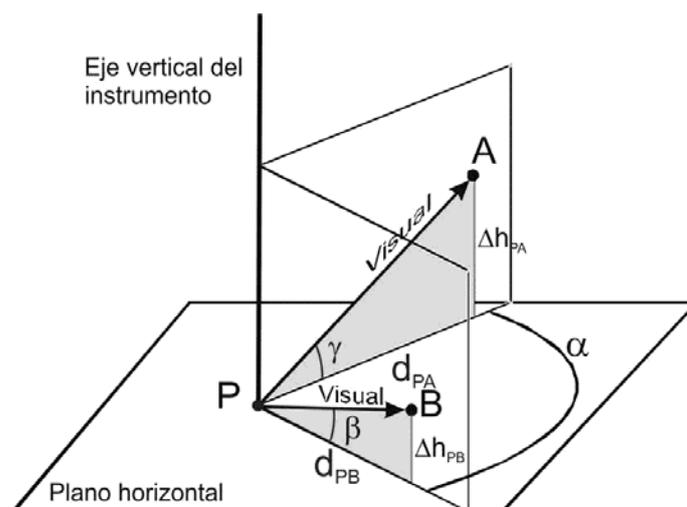


Figura 3-13. Ángulo horizontal α entre los puntos A y B. β y γ ángulos verticales desde P a los punto A y B.

Cuando el levantamiento se hace con alidada y plancheta, los ángulos horizontales se dibujan con ayuda de una reglilla solidaria a un sistema de puntería que puede ser un sencillo par de pínulas (Fig. 3-14) o un anteojo.

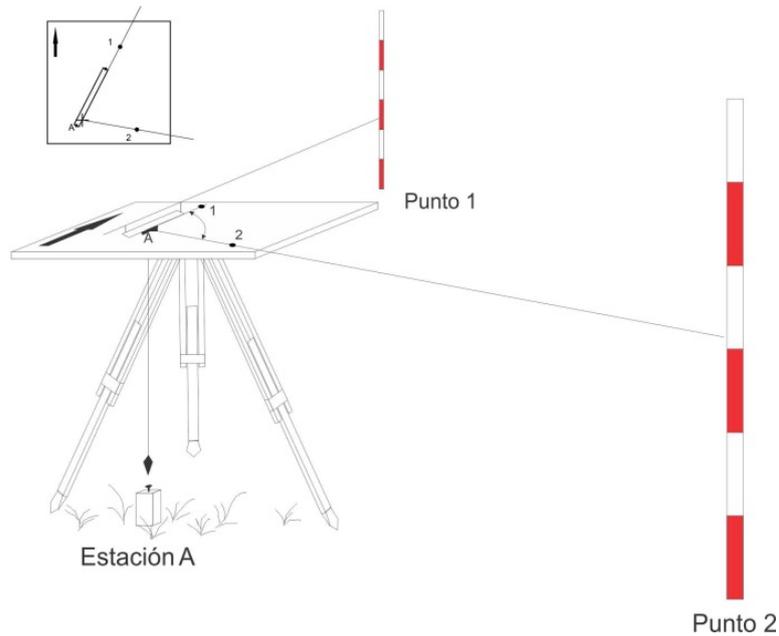


Figura 3-14. Dibujo sobre la plancheta del ángulo formado entre las visuales desde P a los puntos 1 y 2. La ubicación de los puntos 1 y 2 sobre la plancheta quedan definidos sobre las líneas trazadas luego de determinar las distancias horizontales hacia ambos puntos desde P volcadas a escala sobre el papel de la plancheta.

Por último la escuadra de prismas o prisma pentagonal de Goulier o pentaprisma (Fig. 3-15a) es un pequeño instrumento con el que se pueden medir ángulos fijos. Pueden ser simples, para medir ángulos de 90° , o dobles, uno colocado sobre el otro que permite medir ángulos de 90° y 180° .

El pentaprisma tiene dos caras a 90° entre sí y otras dos, espejadas, que forman un ángulo de 45° (Fig. 3-15b y c). Esta forma de construcción hace que un rayo que incida sobre una de sus caras no espejadas se refracte y refleje dentro del cristal y salga por la otra cara no azogada a 90° del primero aunque el rayo incidente no sea perpendicular a la primera.

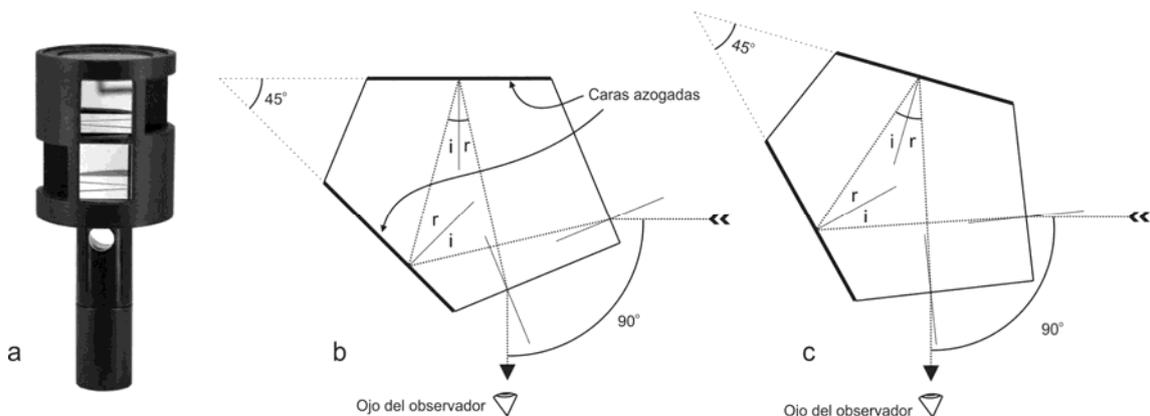


Figura 3-15 a) Escuadra de prismas doble. b y c) Recorrido de la luz dentro del pentaprisma. El ángulo entre el rayo incidente en una de las caras y el rayo que sale de la otra es de 90° , aunque el rayo incidente no sea perpendicular a la cara del cristal.

Medición de distancias

Las mediciones de distancia pueden realizarse de manera directa o indirecta y la metodología utilizada estará en función del equipamiento disponible y el grado de precisión requerido.

Mediciones directas de distancia

Pasos. En levantamientos donde no se requiere mayor precisión, usando la brújula como instrumento de control de ángulos, la forma más expeditiva y simple en la medición de distancias es a pasos. El levantamiento geológico a pasos y brújula es una metodología bastante utilizada en geología por la sencillez y rapidez en la ejecución. Cada geólogo debe saber la longitud de su paso. Con la práctica debe ser capaz de medir a pasos con un error de menos de 3 m en 100 m, incluso sobre terreno moderadamente rugoso.

La manera de obtener la longitud del paso es la siguiente: se mide con cinta métrica una distancia de 100 m en línea recta sobre terreno natural (no sobre el asfalto o piso artificial). Se camina la distancia dos veces en cada dirección contando los pasos (cuatro veces en total), tratando de utilizar un paso natural constante. Cada medición debería variar en menos de dos pasos de la media de los cuatro recorridos. Resulta muy práctico y conveniente preparar una tabla de pasos-distancias en metros, fotocopiarla (Tabla 3-2) y pegar una copia a la parte posterior de la libreta de campo.

Debemos recordar, cuando recorremos superficies inclinadas, que normalmente se acorta el paso tanto cuando se sube como cuando se baja, condición que tendremos en cuenta para no sobrestimar las distancias.

Tabla 3-2. Ejemplo de tabla de conversión de pasos a metros (1 paso=0,8 m)

Pasos	Metros	Pasos	Metros	Pasos	Metros
1	0,8	10	8	100	80
2	1,6	20	16	200	160
3	2,4	30	24	300	240
4	3,2	40	32	400	320
5	4,0	50	40	500	400
6	4,8	60	48	600	480
7	5,6	70	56	700	560
8	6,4	80	64	800	640
9	7,2	90	72	900	720
10	8,0	100	80	1000	800

Cinta métrica. La medición con cinta, de acero o teflón, de 20, 25, 50 o 100 m de largo, no requiere mayores comentarios, solo tener el recaudo de mantener la cinta horizontal al momento de la medición (Fig. 3-16a). Si la distancia a medir entre dos puntos es mayor que la longitud de la cinta, la primera tarea es colocar un conjunto de jalones alineados entre esos dos puntos, esa operación se denomina alineación. Si el terreno es más o menos plano y no hay obstáculos entre los puntos extremos, es sencillo colocar jalones intermedios. Suponiendo que hay en el terreno dos jalones alejados entre sí una centena de metros y que se debe colocar un jalón intermedio (un trabajo para dos personas), uno de estas debe colocarse fuera de la línea en uno de los extremos de manera que su ojo esté en el plano vertical que contiene a ambos jalones. En esta posición resultará sencillo indicar a la segunda persona dónde debe colocar el jalón intermedios, en la línea de los otros dos.

Esta operación resulta algo más complicada si entre los jalones que indican los puntos extremos de la línea a medir hay una barrera topográfica que impide que sean intervisibles. La figura 3-16 ayudará a explicar el procedimiento. Este trabajo es también para dos operadores.

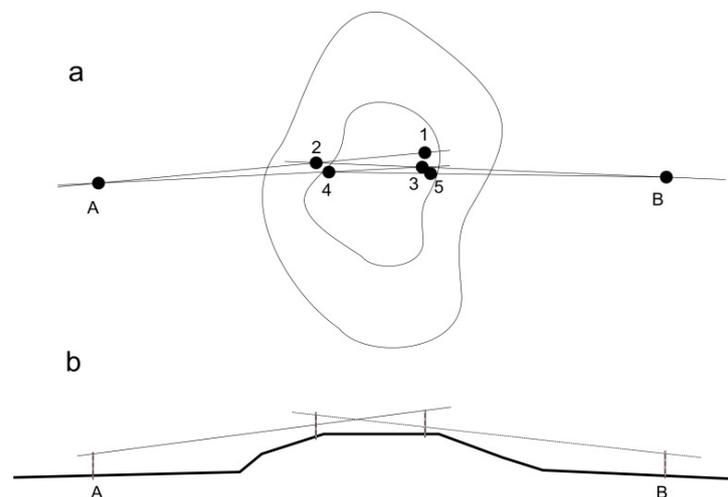


Figura 3-16. Alineación a través de una loma. a) Vista en planta. b) Perfil. Explicación en el texto

Inicialmente se coloca el jalón 1 sobre la loma tratando de ubicarlo lo mejor posible en la línea AB. Colocado el primer operador a la derecha de 1 mirando a A, le indica al segundo donde ubicar el jalón 2 alineado con A. Luego cambia de posición y se coloca a la izquierda de 2 mirando a B, verá que el jalón 1 no está alineado con B, por lo que le indicará al otro operador que lo quite y lo ubique en la posición 3. Desde la derecha de 3 mirando hacia A, verá ahora que 2 no está alineado con A, lo hace quitar y lo reubicarlo en 4 y así sucesivamente hasta que los dos jalones ubicados en la loma están alineados con AB.

Las mediciones a cinta son realizadas también por dos operadores (Fig. 3-17a). En mediciones largas, se suele utilizar un juego de estacas de metal denominadas fichas (de hierro galvanizado de 5 mm de diámetro, figura 3-17b), que el operador que va a la vanguardia tirando de la cinta, clava en el terreno cada vez que avanza el largo de ésta y que el zaguero va recogiendo a medida que se avanza en la medición. Este método impide posibles errores por

descuido en la anotación de las medidas parciales ya que el zaguero solo debe contar cuantas fichas ha recogido para saber cuánto ha avanzado.

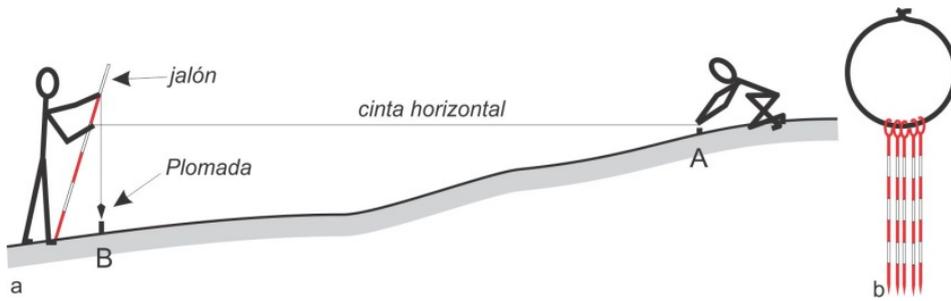


Figura 3-17. a) Medición con cinta entre los puntos A y B. El 0 de la cinta es definido por el hilo de la plomada sobre el punto B. La cinta se mantiene horizontal. b) Juego de fichas.

Respecto a su graduación existen tres tipos de cintas: continuas, por defecto y por exceso.

Cintas continuas: están divididas en metros, decímetros, centímetros y milímetros en toda su longitud (Fig. 3-18a).

Cintas por defecto (sustracción): están divididas en mm solo en el primer y último decímetro. El resto de la cinta está dividida en metros y decímetros (Fig. 3-18b). Para medir se hace coincidir en B el decímetro entero más próximo a la longitud a medir (13,10 en la figura 3-18b). La lectura de A se hace en el primer decímetro (0,066 en la figura 3-18b).

$$\text{La distancia AB} = 12,100 - 0,066 = 12,034 \text{ m}$$

Cintas por exceso: como la anterior está dividida en metros y decímetros, además posee un decímetro adicional graduado en centímetros y milímetros colocado anterior al 0 con graduación creciente en sentido contrario (Fig. 3-18c). Para medir se hace coincidir en B el decímetro entero más próximo a la longitud a medir (12,10 en la figura 3-18c) y se toma la lectura de A con el decímetro adicional.

$$\text{La distancia AB} = 12,100 + 0,042 = 12,142 \text{ m}$$

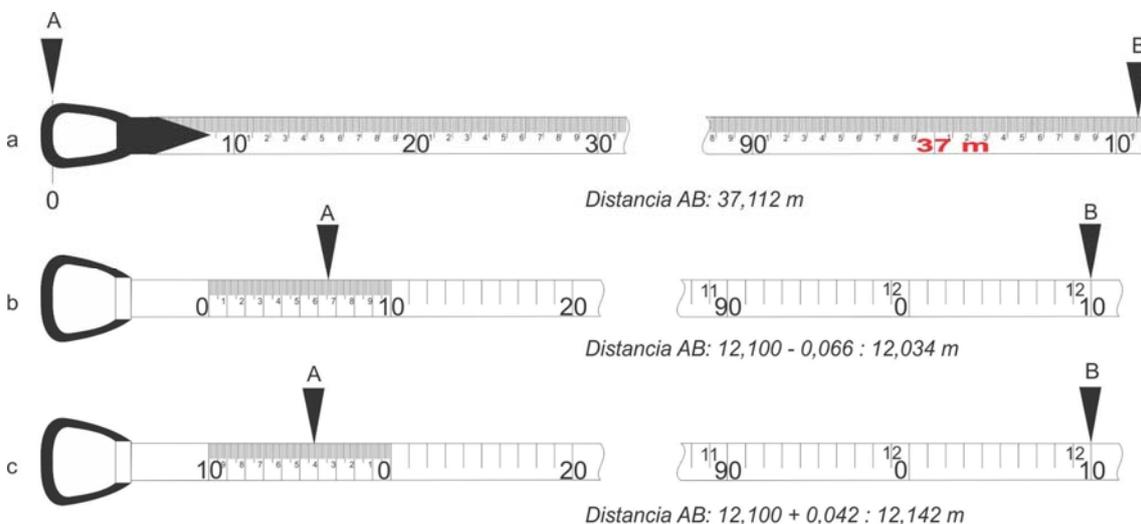


Figura 3-18. a) Cinta continua con el 0 en la cara interior de la anilla. b) Cinta por defecto. c) Cinta por exceso.

Medición indirecta de distancia

Telémetro. Este es un instrumento óptico que utiliza el mismo principio que inconscientemente usamos los humanos en la estimación de las distancias, que es el ángulo de convergencia entre las visuales de cada uno de nuestros ojos hacia los objetos. Se basa en el principio de la paralaje que es el ángulo que forman entre sí las direcciones de las visuales dirigidas a un objeto A desde dos puntos de vista distintos. En la figura 3-19 se observa un telémetro marca Wild apto para medir distancias entre 30 y 1000 m acoplado a un soporte que permite fijarlo a un trípode y medir además de las distancias, ángulos horizontales y verticales. La apreciación de la distancia se consigue llevando a coincidencia una imagen partida en el centro del ocular (Fig. 3-19a). A medida que las distancias aumentan la precisión disminuye.



Figura 3-19. Telémetro marca Wild para medir distancia entre 30 y 1000 m. a) Imagen que se ve a través del ocular, la ventana rectangular interior entrega una imagen invertida del mismo objeto vertical (un jalón en el ejemplo) que debe llevarse a coincidencia con la imagen mayor.

Medición óptica de distancias o estadimetría. La estadimetría es la medición indirecta de distancias mediante la utilización de miras (Fig. 3-20) y anteojos provistos de hilos estadimétricos. Existen miras de distintos tipos en cuanto a los materiales de construcción, largo y graduación. Las hay de madera y de aluminio, directas e invertidas. Las más modernas son de aluminio, telescópicas, en general de 4 m de longitud y directas. Suelen tener una cara graduado en cm para la determinación indirecta de distancias y una en mm para nivelación. Como la mira debe coincidir con la vertical del lugar al momento de ser visada, algunas poseen un nivel circular para asegurar esta condición. Los instrumentos que permiten determinar las distancias por este método son el nivel óptico, la brújula taquimétrica el taquímetro o teodolito y la alidada óptica de plancheta en todos sus modelos.



Figura 3- 20. Mira estadimétrica telescópica de madera invertida.
La menor graduación de la mira es un centímetro.

El principio de la estadimetría es sencillo, el anteojo del instrumento además de la cruz del retículo usado para hacer puntería al punto visado, está provisto de un par de hilos paralelos, horizontales llamado hilos estadimétricos o distanciométricos. Estos tienen una separación tal que, cuando mediante una visual horizontal se visa la mira ubicada verticalmente en el punto al cual se quiere saber la distancia, el intervalo de mira limitado por ambos hilos, multiplicado por una constante (usualmente 100) da la distancia entre el instrumento y la mira.

En la figura 3-21a se ilustra una mira observada a través de una visual horizontal del anteojo de un nivel (Fig. 3-21b). El hilo inferior corta a la mira (graduada en cm) en 0,82 m y el hilo superior en 1,08 m.

Por relación de triángulos

$$D / H = f / h \quad \text{por lo tanto} \quad D = (f / h) H \quad \text{siendo:}$$

D = distancia horizontal entre el punto estación A y el punto visado B.

f = distancia focal del anteojo (constante).

h = distancia entre los hilos superior e inferior del retículo (constante).

H = intervalo de mira interceptada por los hilos del retículo = $L_s - L_i$

La relación f / h es la constante distanciométrica K, que generalmente tiene un valor de 100 para simplificar los cálculos de las distancias.

$$\boxed{D = K H = 100 H} \quad (1)$$

Cuando la visual es horizontal, es decir normal a la mira, la distancia D resulta de multiplicar el intervalo de mira entre los dos hilos estadimétricos por la constante K.

La distancia horizontal D en el ejemplo es:

$$D = K (Hil\ sup - Hil\ inf) = 100 * (1,08 - 0,82) = 26\ m$$

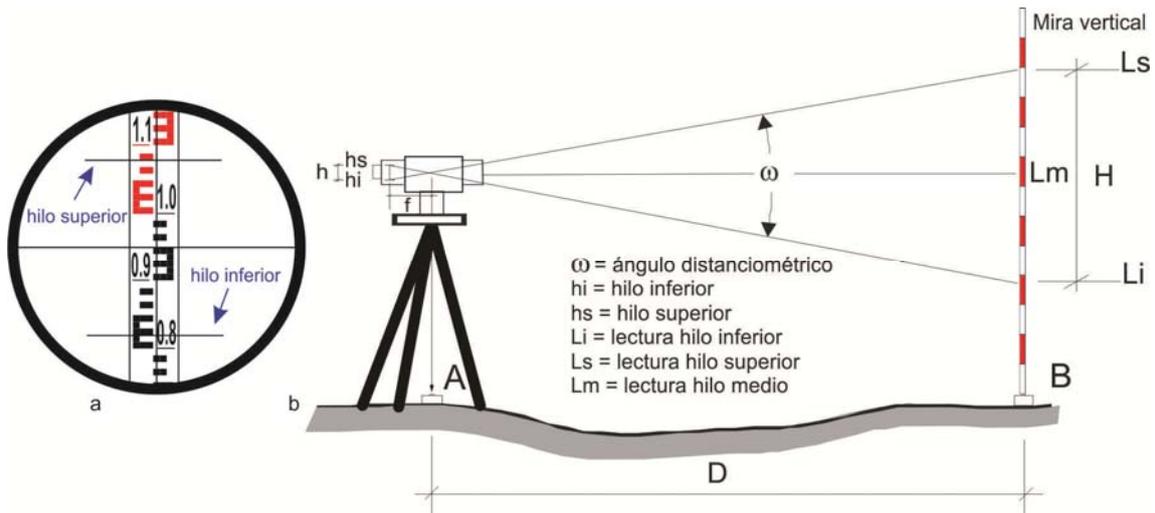


Figura 3-21. a) Esquema de la vista desde el ocular de un nivel donde se observa el intervalo de mira entre los hilos estadimétricos superior e inferior, 26 cm, que multiplicado por la constante (100) indica una distancia de 26 m. b) Representan esquemática del anteojo de un nivel con sistema de enfoque interno (modificado de Casanova 2002).

Cuando la distancia se mide con teodolito, brújula taquimétrica o alidada de plancheta, todos instrumentos que permiten medir ángulos verticales, se dice que se hace **taquimetría**, o se emplea el **método taquimétrico**, procedimiento topográfico en el que los puntos del terreno se determinan simultáneamente por coordenadas polares y alturas con un mismo instrumento, se miden ángulos y distancias en una sola operación. En este caso, la ecuación anterior solo es válida si la visual es horizontal, perpendicular a la mira. Si la visual es inclinada (Fig. 3-22) la distancia D no se puede calcular aplicando la fórmula (1) ya que la visual no es normal a la mira, por lo tanto el intervalo entre los hilos estadimétricos es mayor al que se obtendría en una visual horizontal.

Para calcular la distancia horizontal D , primeramente debemos calcular la distancia d o distancia inclinada. Para eso debemos deducir la relación que hay entre el intervalo entre los hilos estadimétricos H (con la mira vertical) y H' , que representa el intervalo de mira si esta estuviera colocada normal a la visual, inclinada un ángulo α respecto a la vertical.

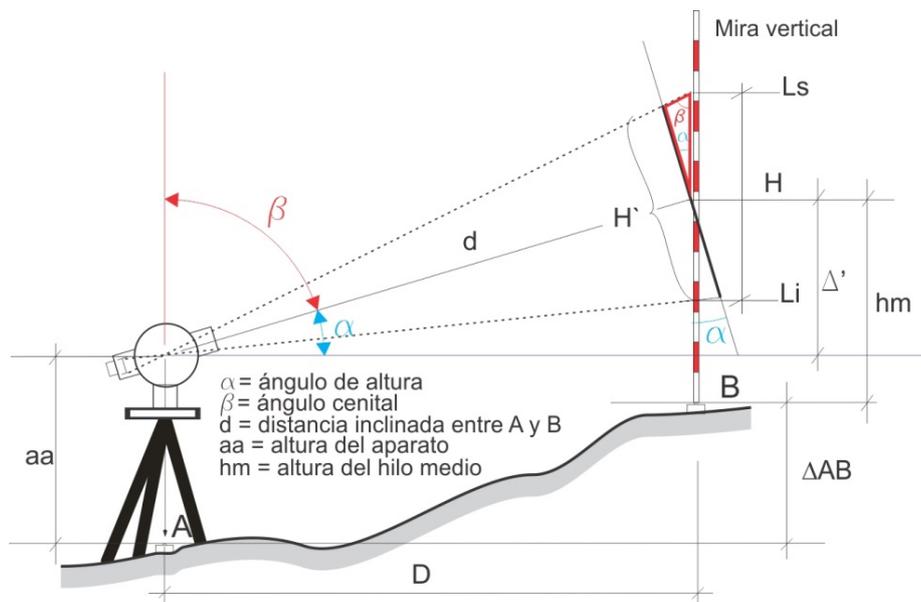


Figura 3-22. Esquema de una visual inclinada entre los puntos A y B.

El triángulo rojo de la figura 3-22 es próximo a un triángulo rectángulo, por lo tanto:

$$\cos \alpha \approx (H'/2) / (H/2) \approx H' / H$$

$$H' = H \cos \alpha \quad \text{entonces}$$

$$d = K H \cos \alpha \quad (2)$$

Entonces, para calcular la distancia inclinada multiplicamos la constante K (100) por el producto resultante del valor del intervalo de mira entre los hilos estadimétricos y el coseno del ángulo de elevación (o de depresión). Una vez obtenido el valor de d, la distancia reducida o distancia horizontal D resulta:

$$D = d \cos \alpha \quad \text{reemplazando d por (2)}$$

$$\boxed{D = K H \cos^2 \alpha}$$

Retomaremos estas ecuaciones en el Capítulo 5 cuando veamos la nivelación taquimétrica.

Distanciómetro electrónico. El distanciómetro electrónico es un telémetro que va montado sobre un teodolito (Fig. 3-23a), determina la distancia en términos del número de ondas moduladas con frecuencia y longitud de onda conocida, que caben entre el emisor y el receptor en ambos sentidos.

Permite medir distancias con una gran precisión, aun en visuales muy largas de hasta 2 km. Un rayo de luz infrarroja o laser proyectado por el emisor rebota en un espejo (mira, Fig. 3-23b) y es recibido por el receptor. La distancia medida es mostrada en un *display* con precisión milimétrica.



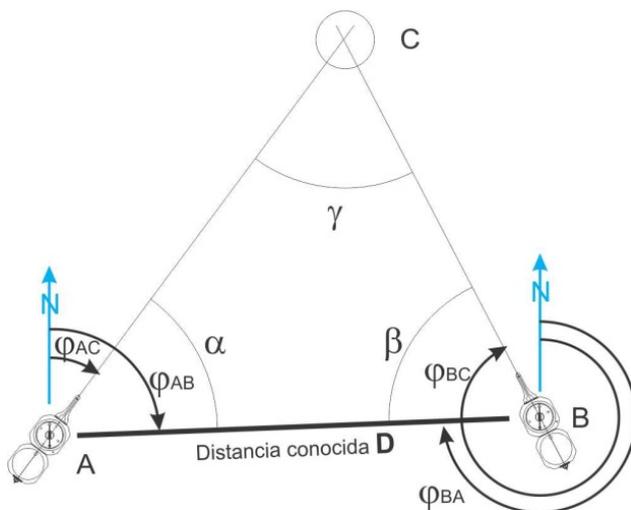
Figura 3-23. a) Distanciómetro Distomat de Wild, montado sobre un teodolito Wild T1.
b) Mira de espejo.

Estación total. La estación total es un teodolito electrónico con distanciómetro incorporado que funciona según el principio del instrumento indicado anteriormente (Fig. 3-24) también con una mira que es un espejo. Tiene la capacidad de medir distancias de manera indirecta con una precisión de 1 mm por km.



Figura 3-24. Estación total Marca TOPCON.

Intersección. El método de intersección permite también determinar distancias de manera indirecta. Consiste en visar un punto desde otros dos puntos de posición conocida. En el caso de la figura 3-25, intersección con brújula, la medida de los ángulos α y β y la distancia D (distancia conocida) desde los puntos A y B , permiten resolver trigonométricamente el triángulo ABC y determinar las distancias AC y BC según las siguientes ecuaciones:



$$a = f_{AB} - f_{AC}$$

$$b = f_{BC} - f_{BA}$$

$$g = 180^\circ - (a + b)$$

Figura 3-25. Determinación de las distancias AB y BC y ubicación del punto C haciendo intersección con brújula desde los puntos A y B .

Las distancias AC y CB se determinan aplicando el teorema del seno:

$$AC / \text{sen } b = CB / \text{sen } a = AC / \text{sen } g$$

Este método indirecto se usa habitualmente en el levantamiento con alidada y plancheta que veremos más adelante.

Resección. Similar al método anterior, en este caso desde la estación A se visa la estación C, luego se estaciona en C (sin medir la distancia AC) y desde allí se visa la estación B (Fig. 3-26). La determinación de las distancias AC y BC y la ubicación del punto C se resuelven trigonométricamente también aplicando el teorema del seno.

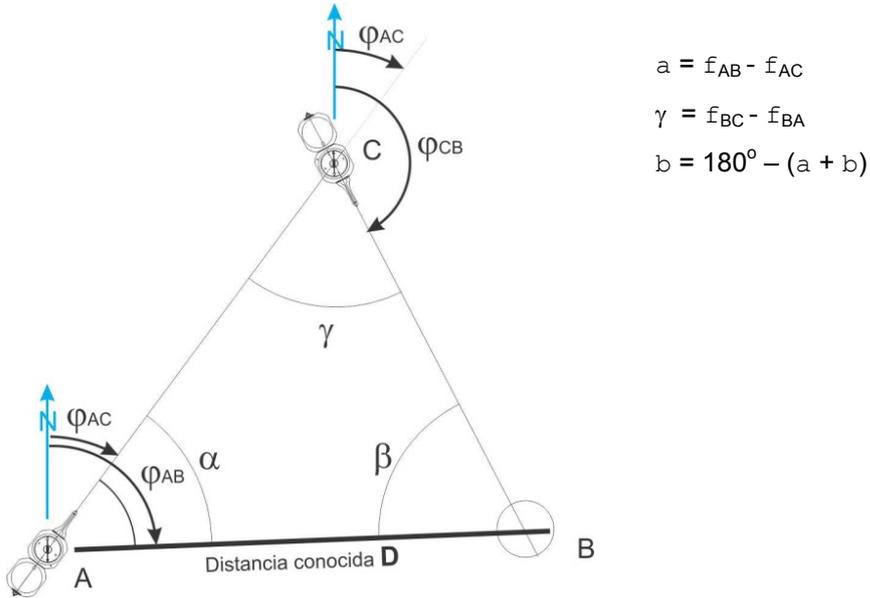


Figura 3-26. Determinación de las distancias AB y BC y ubicación del punto C por resección.

Referencias

- Casanova Matera, L. (2002). *Topografía plana*. Universidad de los Andes, Facultad de Ingeniería, Departamento de Vías. Mérida, Venezuela.
- Davis, R., Foote, F. y Kelly, J. (1971). *Tratado de topografía*. 3era ed. castellano traducida de la 5ta ed. norteamericana. Madrid: Aguilar.

CAPÍTULO 4

Técnicas Planimétricas

Horacio Echeveste

Introducción

Según se consignó en el capítulo anterior, la planimetría es la parte de la topografía que abarca el conjunto de métodos que conducen a determinar la ubicación de puntos reconocidos en el terreno y su proyección a escala sobre un plano horizontal.

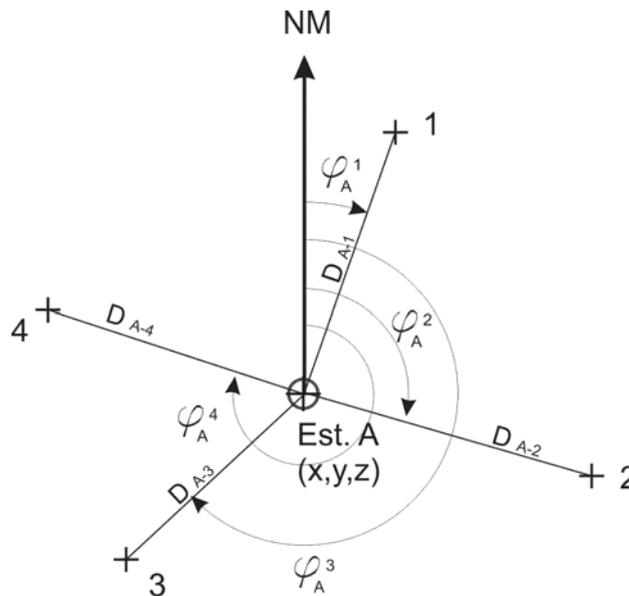


Figura 4-1. Puntos levantados por radiación desde una estación de coordenadas conocidas (A) mediante ángulos horizontales respecto al norte magnético (acimuts) y distancias horizontales.

Con todos los instrumentos disponibles para un trabajo topográfico excepto el GPS, brújula geológica, brújula taquimétrica, plancheta, teodolito o estación total, cada punto levantado estará referido a un punto anterior, del que generalmente se conocerán sus coordenadas, mediante un ángulo horizontal y una también horizontal, es decir a partir de coordenadas polares.

Desde una estación de coordenadas conocidas sobre la que está ubicado el instrumento topográfico, haciendo radiación se obtendrán las coordenadas polares de los puntos levantados (Fig. 4-1).

En la mayoría de los mapeos será improbable que desde una única estación pueda cubrirse toda el área que se necesita levantar, en este caso el levantamiento debe hacerse a partir de una red de apoyo.

Redes de apoyo

Poligonales

Cuando el área a levantar es demasiado grande para hacerlo desde una única estación por radiación, el método más utilizado en levantamientos topográfico-geológicos es hacer una poligonal o itinerario. Una poligonal es una serie de líneas consecutivas que unen estaciones cuyas longitudes y acimuts se han determinado mediante coordenadas polares. Estas líneas constituyen una figura geométrica, abierta o cerrada, que se desarrolla de acuerdo a la necesidad de cubrir el área a mapear. Desde cada uno de sus vértices (estaciones) se levantarán los puntos de interés mediante radiación (Fig. 4-2). Es importante la elección de los sitios donde se emplazarán las estaciones ya que, además de ser intervisibles, desde ellos debe haber buena visibilidad hacia la zona que debe levantarse. Las poligonales pueden ser abiertas o cerradas, ya sean si tienen comprobación (error de cierre) o no.

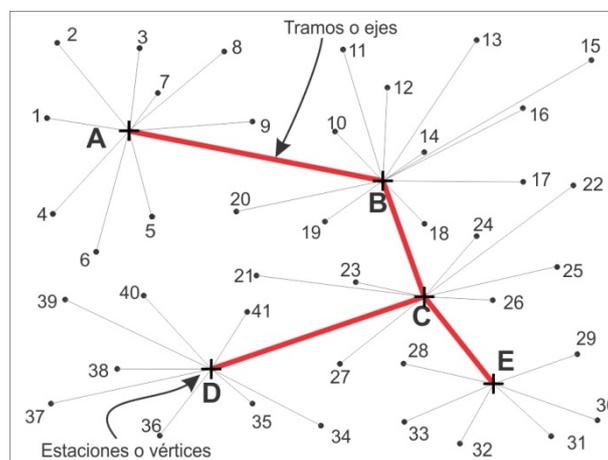


Figura 4-2. Poligonal de 5 estaciones desde las cuales se ha cubierto toda el área de mapeo mediante radiación.

Tipos de Poligonales

Sobre la base de la naturaleza de los puntos inicial y final, las poligonales pueden clasificarse en (a) encuadradas o controladas, (b) cerradas, (c) abiertas e (d) independientes.

(a) En la poligonal controlada (Fig. 4-3), las estaciones de inicio y fin son puntos distintos de coordenadas conocidas. Una vez levantada la poligonal, transformadas las coordenadas polares a cartesianas de las estaciones y representadas en el plano, se podrá comprobar si la última estación (PR 2' de la figura 4-3) coincide o no con el punto final de control (PR 2). La diferencia en la ubicación de ambos puntos indica la magnitud del error de cierre que generalmente es lineal y angular.

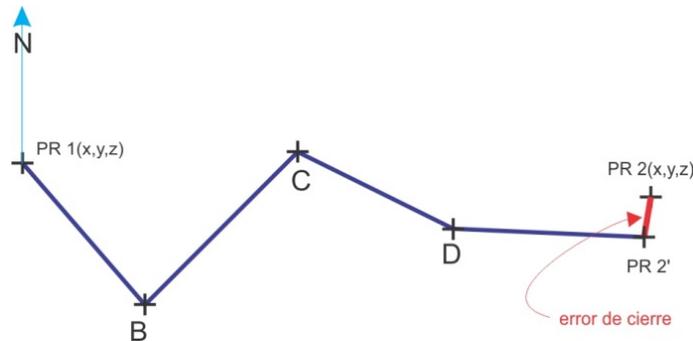


Figura 4-3. Poligonal controlada con error de cierre. Las coordenadas de las estaciones PR1 y PR2 son conocidas.

(b) En las poligonales cerradas coinciden el punto inicial y final (Fig. 4-4), por lo tanto es posible también, finalizada la poligonal, conocer el error de cierre.

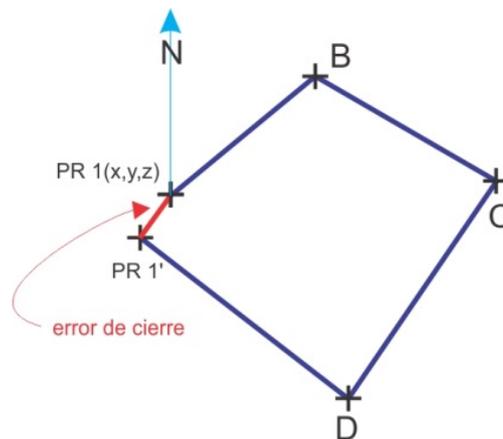


Figura 4-4. Poligonal cerrada con error de cierre.

(c) En la poligonal abierta las coordenadas de punto inicial y final son distintas, generalmente se conocen las coordenadas de la primera estación y el acimut a un punto de referencia.

(d) En el caso que no se conozca ni el punto de arranque ni el punto final la poligonal se denomina independiente.

Estos dos últimos tipos de poligonal no permiten comprobación, es decir no se puede conocer el error y por lo tanto corregirlo.

Medición de ángulos horizontales en poligonales

En poligonales levantadas con brújula

Las estaciones de poligonales levantadas con brújula pueden medirse de manera (a) simple, (b) con estaciones recíprocas, o (c) con estaciones alternas.

(a) *Estaciones Simples*: Desde la estación A se mide acimut a B, desde B se visa y se mide acimut a C, desde C a D etc., es decir, se miden los acimuts hacia adelante (Fig. 4-5).

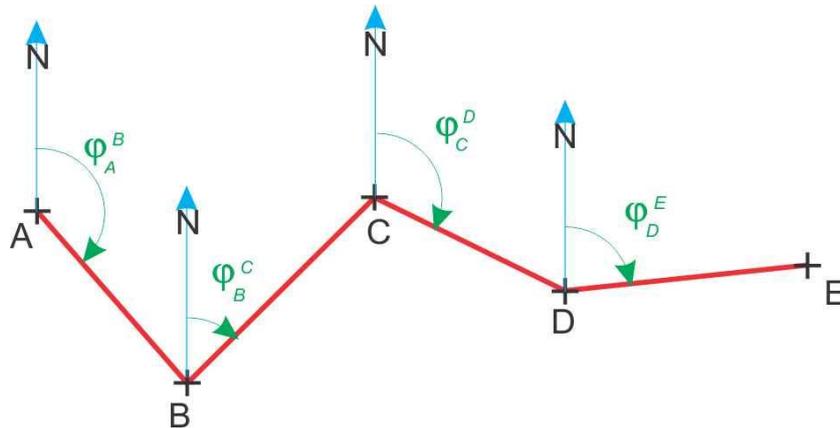


Figura 4-5. Medición de acimuts simples.

(b) *Estaciones Recíprocas*: Desde la estación A se mide acimut a B (arco verde en la Fig. 4-6), desde B se visa y se mide acimuts a A (visual atrás, arco rojo) y C (visual adelante, arco verde), es decir, se miden los acimuts hacia delante y hacia atrás en todas las estaciones por lo que se tendrán lecturas angulares duplicadas.

La diferencia entre el acimut recíproco y 180° , debería dar un valor igual o muy próximo al primer acimut medido: $\varphi_B^A - 180^\circ = \varphi_A^B$

De existir diferencia entre ambos términos, el acimut más probable es el promedio de ambos.

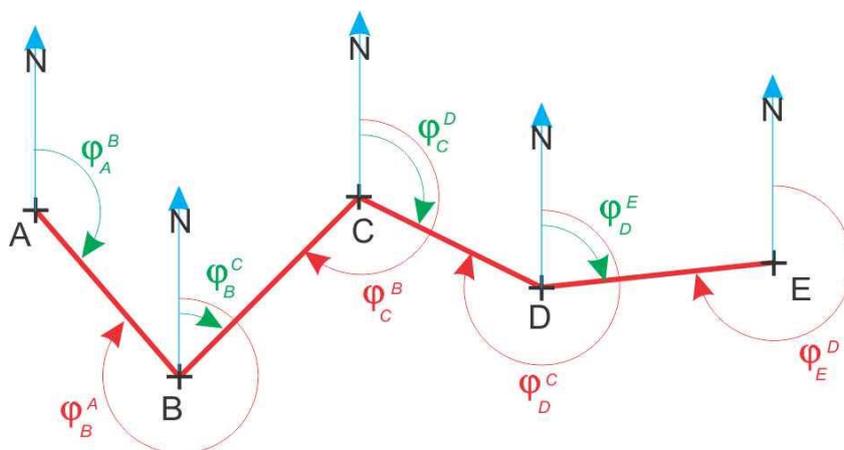


Figura 4-6. Poligonal levantada con brújula con estaciones recíprocas.

En la Tabla 4-1 se muestra la planilla de datos.

Tabla 4-1

Punto Est.	Punto Visado	Acimut	Acimut promedio	Distancia	Ang. vertical
A	B	φ_A^B	φ_A^B	D	V
B	A	φ_B^A			
B	C	φ_B^C	φ_B^C	D	V
C	B	φ_C^B			
C	D	φ_C^D	φ_C^D	D	V
D	C	φ_D^C			
D	E	φ_D^E	φ_D^E	D	V
E	D	φ_E^D			

(c) *Estaciones Alternas*: Con este método solo se estaciona la brújula en las estaciones impares. Desde A se mide acimut a B (arco verde en la Fig. 4-7), desde C visamos y medimos acimuts a B (arco rojo) y D (arco verde). Es un método más rápido pero que incorpora mayor posibilidades de error.

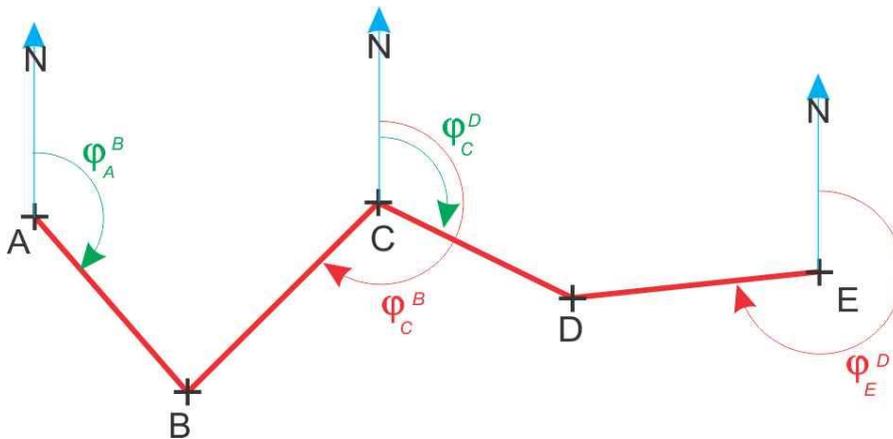


Figura 4-7. Poligonal con estaciones alternas.

En el caso de una poligonal controlada levantada con brújula, como los ángulos horizontales tendrán como referencia el norte magnético, al momento de calcular las coordenadas cartesianas (Gauss Krüger o UTM) de las estaciones y de los puntos de relleno, deben corregirse con la desviación magnética del lugar.

En poligonales levantadas con teodolito

En poligonales levantadas con teodolito existen dos alternativas según la posición del limbo horizontal respecto al norte de cuadrícula o a los tramos o ejes de la poligonal.

Con teodolito orientado (método usado también con estación total). En este caso el 0° del limbo horizontal del instrumento coincide con el norte de cuadrícula (Fig. 4-8). Todos los ángulos horizontales medidos serán acimuts. Una vez ubicado el teodolito en la segunda estación (B en la figura 4-8), se lo orienta con el acimut recíproco (φ_B^A).

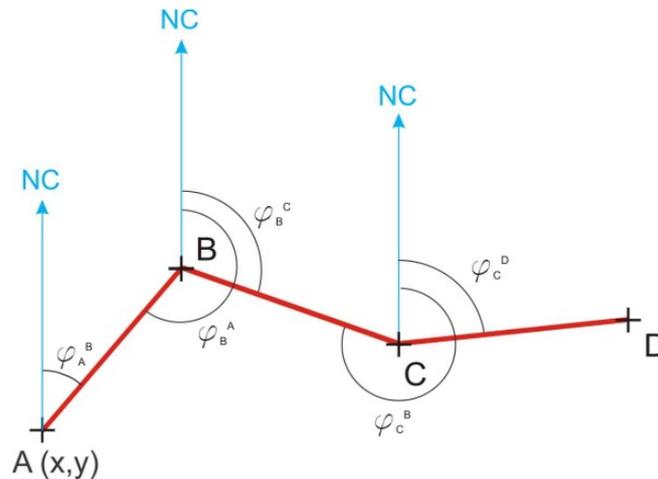


Figura 4-8. Poligonal levantada con teodolito orientado.

Para poder orientar el teodolito se debe contar en la zona de mapeo con al menos dos puntos de coordenadas conocidas (puntos trigonométricos) o un punto trigonométrico y un pilar de acimut (acimut conocido desde el punto al pilar). En el primer caso, el conocer las coordenadas de ambos puntos permite calcular trigonoméricamente el acimut de uno de ellos hacia el otro respecto al norte de cuadrícula (Capítulo 1 Fig. 1-18). Una vez calculado el acimut se coloca el instrumento sobre el punto desde donde se calculó el acimut y se gira el limbo hasta que, al visar el segundo punto, el índice marque el valor de acimut calculado o ese valor aparezca en el *display* si es un teodolito electrónico (en el Capítulo 6 se detallará el procedimiento).

Con 0 atrás. En esta modalidad se miden ángulos entre estaciones. Se ilustra con un ejemplo en la figura 4-9. Con el teodolito instalado en la estación A y visando el punto de referencia PR1, el limbo horizontal debe marcar 0° , por lo tanto al girar el anteojo hacia la estación B se mide el ángulo barrido entre PR1 y B. Cuando se instala el teodolito en B se pone el 0° del limbo horizontal en dirección a A y se mide el ángulo ABC.

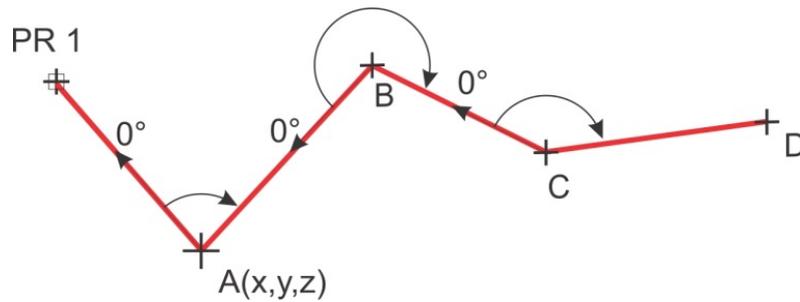


Figura 4-9. Poligonal levantada con 0 atrás.

Cuando se toman medidas angulares horizontales con brújula las entre estaciones de una poligonal, los posibles errores humanos (anotación defectuosa) no se propagan, ya que cada nueva medición de acimut es independiente del acimut medido previamente. La porción de la poligonal que continúa a la medición defectuosa se mantiene paralela a la poligonal real (Fig. 4-10a).

En cambio se miden ángulos horizontales de los vértices de la poligonal, por ejemplo con teodolito, el error cometido en un vértice se propaga y amplía a medida que la poligonal avanza (Fig. 4-10b).

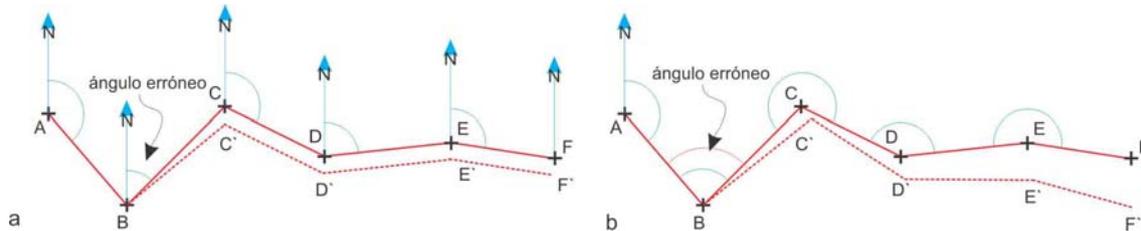


Figura 4-10. a) Poligonal levantada con brújula, el error angular del acimut BC provoca que el resto de la poligonal se desplace en forma paralela a la poligonal real. b) El error en la medición del vértice B en una poligonal levantada con teodolito se amplía a medida que la poligonal avanza.

Triangulación

La triangulación es una técnica de levantamiento que se basa en la construcción de una red de apoyo constituida por un conjunto de triángulos en los cuales solo se ha medido un lado y al menos dos de los ángulos de los vértices (el tercero resulta de restar a 180° la suma de los dos conocidos), obteniéndose la medida del resto de los lados por medio de cálculos trigonométricos mediante el teorema del seno. El caso más simple de triangulación es la intersección, aquel que se vio en el Capítulo 3 como uno de los métodos indirectos de medición de distancias. Esta metodología era muy empleada hasta el advenimiento de los distanciómetros electrónicos que permiten medir distancias con facilidad y con gran precisión, pues medir distancias con cinta, sobre todo cuando estas eran grandes, era una labor lenta y fatigosa. Hasta ese momento la precisión en la medición de ángulos estaba más desarrollada que en la medición de distancias y la triangu-

lación constituía uno de los métodos más importantes para el control de levantamientos de grandes áreas. La triangulación fue la red de apoyo para toda la cartografía del IGN.

El método consiste en medir con cinta con mucha precisión la base, relativamente corta (entre $\frac{1}{4}$ a $\frac{1}{10}$ de la longitud media de los lados de los triángulos), entre dos estaciones (A y B en el ejemplo de la figura 4-11) desde las que se miden los ángulos hacia otras dos (C y D), lo que permite calcular su distancia. Conocida la distancia C-D (base ampliada); de la misma manera se obtiene la posición de los punto E y F midiendo desde C y D los ángulos hacia estos dos puntos. La red se amplía todo lo necesario para cubrir el área a mapear.

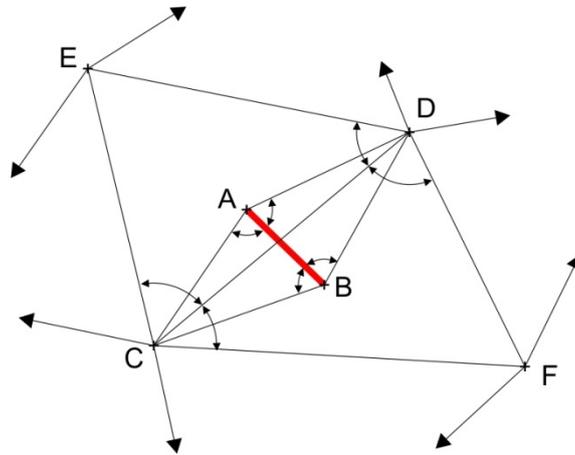


Figura 4-11. La base entre las estaciones A y B medida con cinta y los ángulos medidos desde a las estaciony D permiten calcular la base ampliada C-D. Desde estas dos últimas se amplía la triangulación solo midiendo ángulos y calculando distancias trigonométricamente.

Cuando la red es alargada es recomendable medir una base final de comprobación en el otro extremo de la red (Fig. 4-12), de manera de poder comparar en ésta la longitud calculada con la longitud medida y poder tener una idea del error. Las redes de triangulación pueden ser de triángulos independientes (Fig. 4-12a), o formar cualquier otro tipo de polígonos por combinación de triángulos (Fig. 4-12b).

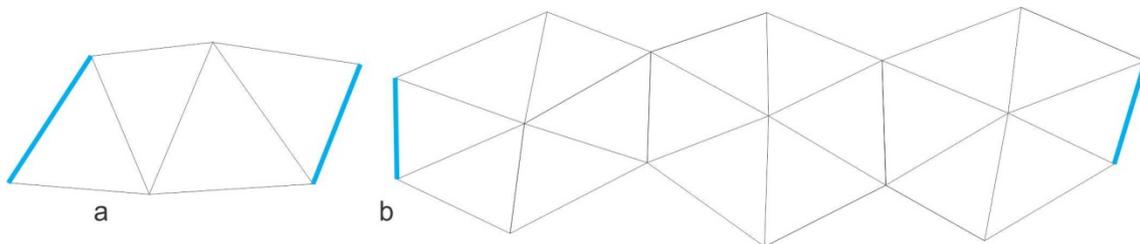


Figura 4-12. Distintas redes de triangulación. a) Triángulos independientes. b) Triángulos formando polígonos. En celeste se muestran los lados medidos, uno en el arranque de la triangulación y otro al final para poder efectuar la comprobación entre el valor calculado y el valor medido.

Como se indicó anteriormente, conociendo uno de los lados y al menos dos de los ángulos de un triángulo, los demás lados se pueden determinar mediante el teorema del seno por medio de la expresión:

$$a / \text{sen } \alpha = b / \text{sen } \beta = c / \text{sen } \gamma \text{ (Fig. 4-13)}$$

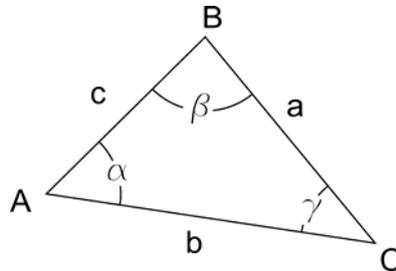


Figura 4-13.

La ecuación anterior es muy sensible a la introducción de error en las medidas angulares menores a 30° y mayores a 150°, por lo que se recomienda que los ángulos de los triángulos de las redes estén comprendidos entre estos dos valores.

Errores en las mediciones

Independientemente del cuidado que se tenga en las mediciones de distancias y ángulos en el levantamiento de poligonales y triangulaciones es inevitable incorporar errores. Estos pueden estar causados fundamentalmente por tres factores: Naturales (temperatura, humedad, vientos, refracción, gravedad terrestre, etc.), Instrumentales (precisión, imperfecciones e inexactitud de los instrumentos) y Humanos (equivocaciones, errores de estacionamiento, errores de señalización, etc.).

En cualquier operación de medida, la sumatoria de los errores puede dar un error total que podrá ser mayor o menor del error máximo permitido, denominado Tolerancia. Si el error máximo es mayor que la tolerancia, las mediciones deberán hacerse nuevamente. Si el error máximo es menor que la tolerancia, la poligonal podrá corregirse.

A continuación se enumeran los posibles errores que se pueden cometer en la medición de ángulos y distancias desde una estación.

1- Error transversal, producido en la medición del ángulo horizontal (normalmente dado por la precisión del instrumento), aumenta con el aumento de la distancia:

$$E_t = e_a * D \quad \text{siendo } e_a = \text{error angular y } D = \text{distancia.}$$

2- Error longitudinal, debido a la medida de distancias. Este error será mayor en la medición por estadimetría que en la medición por cinta o mediante distanciómetro electrónico, asimismo en el primer caso el error aumentará con la distancia. Con distanciómetro el error longitudinal es:

$EL = 5 \text{ mm} + 5 \text{ pkm}$ (quiere decir que se comenten 5 mm fijos y 5 mm más por cada km).

Con cinta métrica:

$EL = 0,00032 * L + 0,0022 \sqrt{L}$ para terreno llano ($\approx 40 \text{ cm}$ cada 1000 m) y

$EL = 0,00032 * L + 0,0078 \sqrt{L}$ para terreno accidentado.

3- Error de lectura, estará en función de la apreciación (menor intervalo en el que esta graduada la mira estadimétrica: 1 cm) el = $2/3 a$.

4- Error de puntería.

5- Error de estacionamiento: incorrecta posición del instrumento respecto al punto estación.

6- Error de señalización: incorrecta ubicación de la mira, falta de verticalidad (bisectar siempre la señal lo más cercano posible a la superficie del terreno).

7- Error de paralaje: se produce cuando, observando a través del anteojo del instrumento, la imagen de la señal y la imagen de la cruz filar no se encuentran en el mismo plano debido a un enfoque deficiente de alguna de las dos o de ambas.

Compensación de poligonales

Cuando se hace un levantamiento topográfico-geológico apoyado en una poligonal cerrada o abierta controlada con brújula, brújula taquimétrica o teodolito, previamente al cálculo de las coordenadas de los puntos de relleno, debe calcularse la magnitud del error lineal y, si este es menor que la tolerancia, corregir las posiciones de las estaciones. En levantamientos geológicos la tolerancia lineal puede variar entre 1:800 a 1:5.000 (un metro de error lineal para poligonales de entre 800 y 1.500 m de longitud total).

1- En una poligonal abierta, el angular el error angular está dado por la diferencia entre el acimut final calculado y el acimut final conocido. Una vez comprobado que el error es menor que la tolerancia angular se corrigen los ángulos repartiendo el error en partes iguales.

El error lineal estará dado por la diferencia entre las coordenadas de la estación de control final y las coordenadas calculadas de ese punto luego de transformar las coordenadas polares a cartesianas de todas las estaciones (Fig. 4-14).

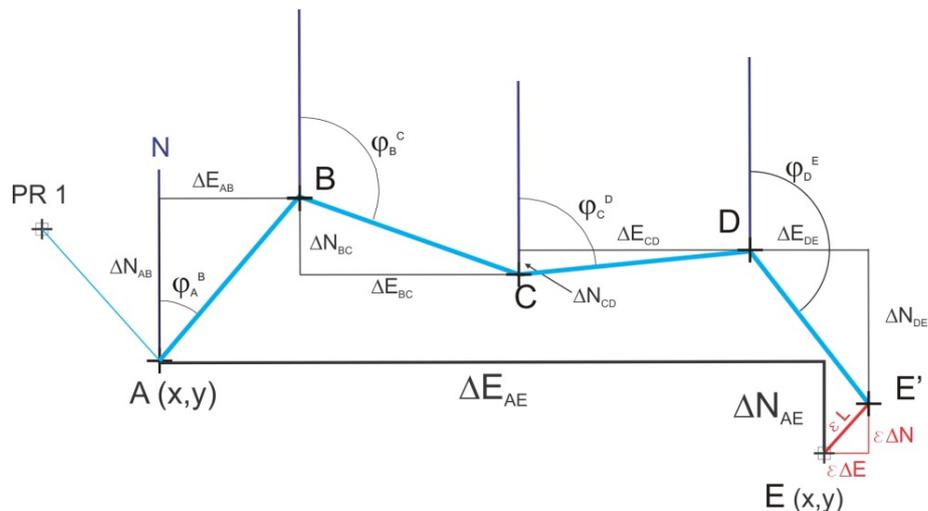


Figura 4-14. Poligonal controlada levantada con teodolito orientado. El error está dado por el segmento eL.

La sumatoria de las componentes D_E y D_N de los segmentos de la poligonal debe ser igual a la diferencia entre las coordenadas N y E de las estaciones inicial y final de coordenadas conocidas ($D_{E_{AB}} + D_{E_{BC}} + D_{E_{CD}} + D_{E_{DE}}$ debería ser igual a $D_{E_{AE}}$, lo mismo para el norte).

Entonces, el error en cada dirección estará dado por las ecuaciones:

$$e_{DE} = \sum D_{E-O} - D_{E_{AE}}$$

$$e_{DN} = \sum D_{N-S} - D_{N_{AE}}$$

El error lineal se puede calcular aplicando el teorema de Pitágoras

$$e_L = \sqrt{e_{DN}^2 + e_{DE}^2}$$

El método de compensación del error lineal más utilizado es el de la brújula, en que las proyecciones se corrigen proporcionalmente a la longitud de los lados según la siguiente ecuación:

$$-C_{pEi} = (e_{DE} / \sum L_i) * L_i \quad \text{para la dirección E-O}$$

$$-C_{pNi} = (e_{DN} / \sum L_i) * L_i \quad \text{para la dirección N-S}$$

donde

C_{pEi} = corrección sobre la proyección en el Este del lado i

C_{pNi} = corrección sobre la proyección en el Norte del lado i

L_i = longitud del lado i

e_{DE} = error en la dirección Este

El signo negativo se debe a que la corrección tiene signo contrario al error.

2- En una poligonal cerrada la suma de los ángulos internos es igual a $(n-2)*180^\circ$, donde n es el número de lados. El error angular (E_a) vendrá dado por la diferencia entre el valor medido y el valor teórico.

$$E_a = \sum \text{ang. int.} - (n-2) 180^\circ$$

Para poligonales secundarias, generalmente el tipo de un levantamiento geológico, la tolerancia angular es igual a:

$$T_a = (a \sqrt{n}) + a$$

o, en levantamientos poco precisos $T_a = a n$

Donde a es la apreciación instrumento (menor valor angular que puede medir) y n el número de lados.

Por ejemplo si se utiliza un teodolito con una apreciación angular (precisión) de $10''$ para levantar una poligonal de 8 lados, la tolerancia angular será:

$$T_a = (10'' \sqrt{8}) + 10'' = 38,3''$$

o $T_a = 10'' * 8 = 80'' = 1'20''$ para levantamientos poco precisos

Para poligonales levantadas con estación total la tolerancia en segundos es: $T_a'' = \sqrt{(400*n)}$ donde n es el número de lados. Por ejemplo, para la misma poligonal anterior, levantada con estación total, la tolerancia angular será: $T_a'' = \sqrt{(400*8)} = 56''$

La compensación del error angular consiste en la corrección de los ángulos repartiendo por partes iguales el valor del error angular entre todos los ángulos de la poligonal. Es decir, dividiendo el error angular por el número de vértices, obtenemos el valor que se deberá sumar o restar, de acuerdo al signo del error, a cada ángulo de la poligonal.

El cálculo de proyección de los lados en una poligonal cerrada permitirá detectar los errores de cierre lineal. Se realiza transformando las coordenadas polares dadas por los acimuts y las distancias entre vértices a coordenadas rectangulares.

En la figura 4-15 se representa gráficamente la proyección de los lados en una poligonal cerrada ABCD. La conversión de coordenadas responde a las ecuaciones:

$$\Delta N_{AB} = D_{AB} \cos \varphi_A^B$$

$$\Delta E_{AB} = D_{AB} \operatorname{sen} \varphi_A^B$$

siendo D_{AB} la distancia entre los vértices A y B de la poligonal y φ_A^B el ángulo acimutal entre A y B.

Para el lado BC:

$$\Delta N_{BC} = D_{BC} \cos \varphi_B^C$$

$$\Delta E_{BC} = D_{BC} \operatorname{sen} \varphi_B^C$$

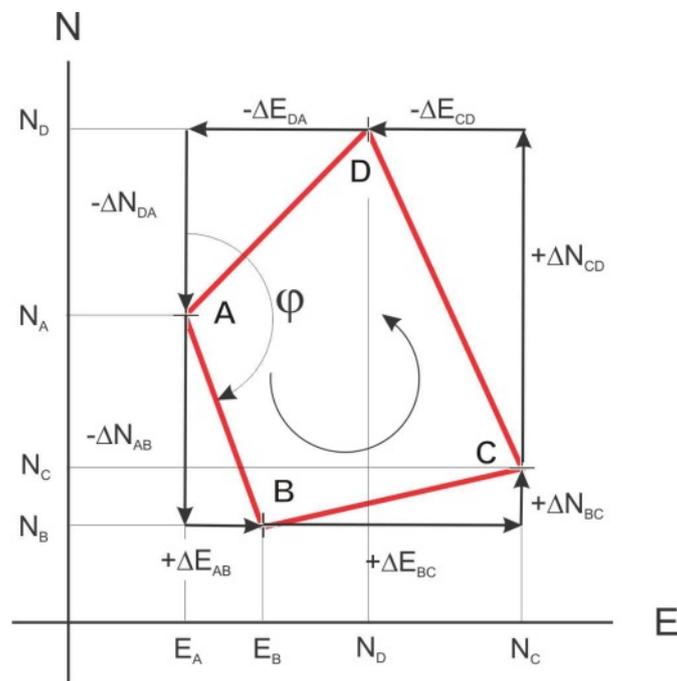


Figura 4-15. Representación de las proyecciones de los lados de una poligonal cerrada.

En una poligonal cerrada la suma de las proyecciones sobre los ejes NS y EW deben ser igual a cero:

$$\sum \Delta_{NS} = 0 \qquad \sum \Delta_{EW} = 0$$

Debido a los errores instrumentales en la medición de distancias y ángulos esta condición no se cumple produciéndose el error de cierre lineal como se ilustra en la figura 4-16, donde el punto A' se encuentra desplazado εL respecto a A.

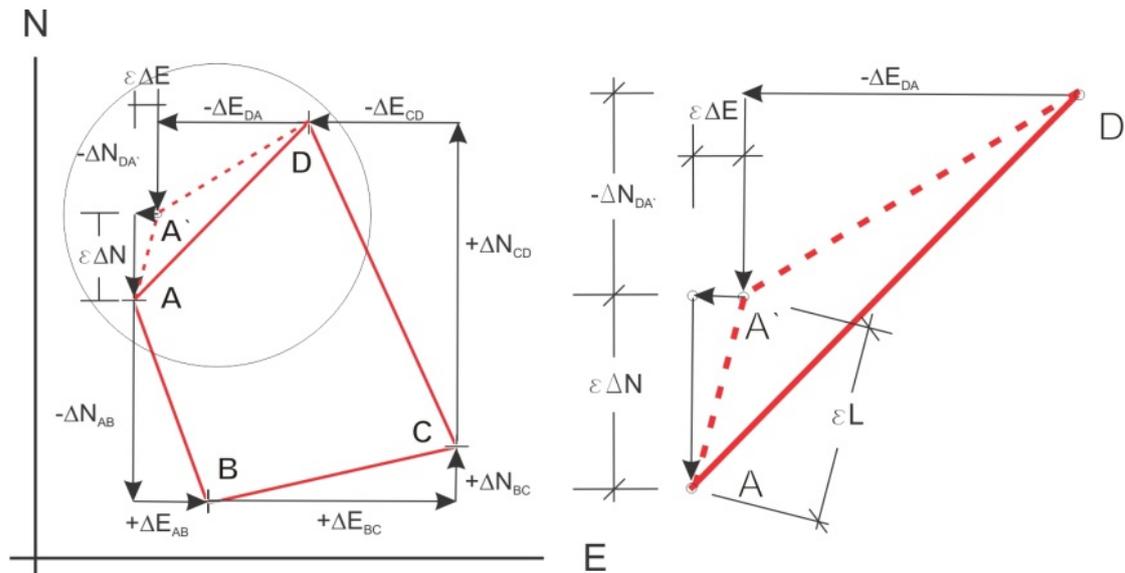


Figura 4-16. Representación gráfica del error de cierre lineal.

Entonces la sumatoria de las proyecciones en los ejes NS y EO da:

$$\sum \Delta_{NS} = \varepsilon \Delta N \quad \text{y} \quad \sum \Delta_{EW} = \varepsilon \Delta E$$

Por lo que el error lineal $\varepsilon L = \sqrt{\varepsilon \Delta N^2 + \varepsilon \Delta E^2}$

Una vez calculado el error lineal debe verificarse si es menor o mayor que la tolerancia lineal. En el primer caso el error puede corregirse.

La compensación del error de cierre lineal responde a las mismas fórmulas que en el caso de las poligonales abiertas controladas.

Una vez compensadas las proyecciones, se procede al cálculo de las coordenadas de los vértices de la poligonal. En la figura 4-15, asumiendo que se conocen las coordenadas del vértice de arranque (A) de la poligonal, las coordenadas del vértice B serán:

$$N_B = N_A - \Delta N_{AB} \quad E_B = E_A + \Delta E_{AB}$$

y en forma general

$$N_i = N_{i-1} \pm \Delta N_{i-1 i} \quad E_i = E_{i-1} \pm \Delta E_{i-1 i}$$

Ejemplo

Con los datos de una poligonal de $n = 4$ (Fig. 4-17 y Tabla 4-2), levantada con un teodolito de $30''$ de precisión, a partir de un punto A con coordenadas Gauss-Krüger: Norte 4.123.154,63 m y E 2.046.440,43 m, se calcularán las coordenadas los vértices BCD, previa corrección de cierre angular y lineal.

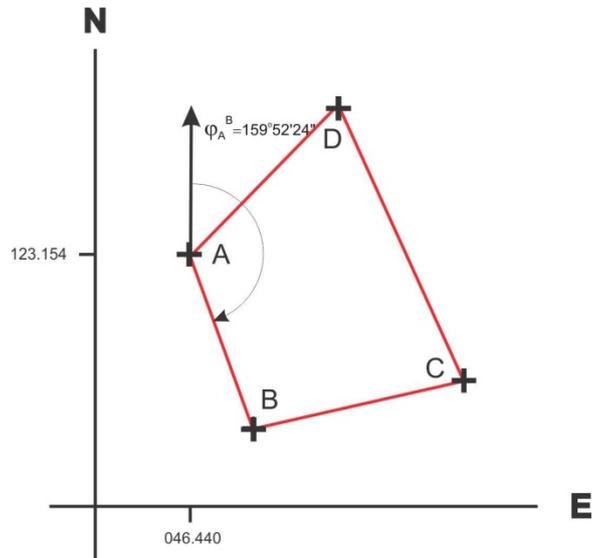


Figura 4-17. Poligonal cerrada levantada con 0 atrás.

Tabla 4-2

Vértice	Ang. Hz	Dist. (m)
A	115°57'28"	89,81
B	97°13'40"	105,75
C	78°37'37"	149,33
D	68°12'43"	104,3
	Σ 360°01'28"	

En primer lugar se calculará el error de cierre angular E_a

$$E_a = \sum \text{ang. int.} - (n-2) 180^\circ$$

En el ejemplo:

$$\sum \text{ang. int.} = 360^\circ 01' 28''$$

$$E_a = 360^\circ 01' 28'' - 360^\circ$$

$$E_a = 1' 28'' = 88''$$

(error por exceso)

Este valor está por debajo de la tolerancia angular, puesto que en este caso

$$T_a = a \sqrt{n} + a = 90''$$

Dividiendo los 88" entre 4 (los 4 vértices) se obtienen 22", valor que debe restarse a cada ángulo horizontal para corregirlo (Tabla 4-3).

Tabla 4-3

Vértice	Ang. Hz Medido	Ang. Hz Corr.
A	115°57'28"	115°57'06"
B	97°13'40"	97°13'18"
C	78°37'37"	78°37'15"
D	68°12'43"	68°12'21"
	Σ 360°01'28"	Σ 359°59'60"

Se calculará ahora los acimuts de cada tramo (Tabla 4-4)

Considerando que el $\alpha_i = \alpha_{i-1} + \text{ang. vértice} \pm 180$ y que $\alpha_{AB} = 159^\circ 52' 24''$

Tabla 4-4

Vértice	Ang. Hz Corr.	Acimut
A	115°57'06"	159°52'24''
B	97°13'18"	77°05'52''
C	78°37'15"	335°42'56''
D	68°12'21"	223°55'17''
A		

$$\hat{f}BC = \hat{f}AB + \text{ang. B} - 180^\circ$$

$$\hat{f}BC = 159^\circ52'24'' + 97^\circ13'18'' - 180^\circ$$

$$\hat{f}BC = 77^\circ05'42''$$

$$\hat{f}CD = 77^\circ05'42'' + 78^\circ37'15'' + 180^\circ$$

$$\hat{f}CD = 335^\circ42'56''$$

$$\hat{f}DA = 335^\circ42'56'' + 68^\circ12'21'' - 180^\circ$$

$$\hat{f}DA = 223^\circ55'17''$$

La manera más práctica de calcular y compensar las proyecciones de los lados y calcular las coordenadas de los vértices es mediante una planilla de cálculos (Tabla 4-5).

Tabla 4-5

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
1	P est	P vis	Az	Az rad	Dis	D _N	D _E	CpN	CpE	D _N corr	D _E corr	Norte	Este
2												4.123.154,63	2.046.440,43
3	A	B	159,873	2,790316	89,81	-84,326	30,903	-0,055	-0,044	-84,381	30,860		
4												4.123.070,25	2.046.471,29
5	B	C	77,0978	1,3456101	105,75	23,613	103,080	-0,065	-0,052	23,547	103,029		
6												4.123.093,80	2.046.574,32
7	C	D	335,716	5,8593417	149,33	136,117	-61,414	-0,092	-0,073	136,024	-61,487		
8												4.123.229,82	2.046.512,83
9	D	A	223,921	3,9081655	104,3	-75,126	-72,350	-0,064	-0,051	-75,191	-72,401		
10					449,19	0,277	0,219	-0,277	-0,219			4.123.154,63	2.046.440,43

La columna A indica los vértices de la poligonal, la columna C los valores de acimut expresados en grados y fracción de grado, la columna D el acimut expresado en radianes (=Radianes(C3)), en la columna E se consignan las distancias reducidas (medidas en el campo), las columnas F y G muestran las proyecciones según los ejes N y E respectivamente según las ecuaciones:

$$\Delta N_{AB} = D_{AB} \cos \hat{f}_{AB} \quad (=E4 * \text{COS}(D4))$$

$$\Delta E_{AB} = D_{AB} \sin \hat{f}_{AB} \quad (=E4 * \text{SENO}(D4))$$

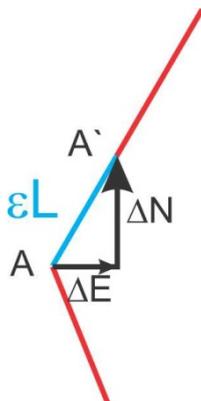


Figura 4-18. Esquema de detalle donde se muestra el error lineal de la poligonal.

Las sumatorias de estos valores indican los errores lineales según cada uno de los ejes. En este caso ambos son positivos y se ilustran en la figura 4-18: 0,28 m en dirección norte y 0,22 m en dirección este.

$$\text{El error de cierre lineal es } \varepsilon L = \sqrt{(\varepsilon \Delta N)^2 + (\varepsilon \Delta E)^2} = 0,35 \text{ m}$$

Supóngase que el error obtenido es menor que la tolerancia lineal, debe compensarse aplicando las ecuaciones:

$$CpNi = - (\varepsilon \Delta N / \sum L_n) * Li \quad (=-(\$F\$11/\$E\$11)*E4)$$

$$CpEi = - (\varepsilon \Delta E / \sum L_n) * Li \quad (=-(\$G\$11/\$E\$11)*E4)$$

Estos valores, expuestos en las columnas H e I, permiten corregir las proyecciones según los ejes N y E, expuestos en las columnas J y K, cuyas sumatorias deben dar 0.

En las columnas L y M se muestran las coordenadas de los vértices. El primero, vértice A, era uno de los datos iniciales, las coordenadas de B surgen de sumar a las coordenadas de A los valores de ΔN y ΔE corregidos:

$$\text{coordenadas de } BN = 4.123.154,630 + (-84,39) = 4.123.070,25 \text{ m}$$

$$\text{mientras que } BE = 2.046.440,43 + 30,86 = 2.046.471,29 \text{ m}$$

Compensación de triangulaciones

1- Condición angular. En la condición angular debe cumplirse que la suma de los ángulos alrededor de un vértice sea igual a 360° y que la suma de los ángulos de cada triángulo sea igual a 180° . En cada caso, la discrepancia debe ser menor que la tolerancia permitida.

2- Condición de lado. Una vez realizada la compensación angular se procede a calcular los lados desconocidos de cada uno de los triángulos de la red por medio del teorema del seno. Como por lo general se ha medido una base final de comprobación, la diferencia entre el valor medido y el valor calculado debe ser menor que la tolerancia permitida.

Referencias

Casanova Matera, L. (2002). *Topografía plana*. Universidad de los Andes, Facultad de Ingeniería, Departamento de Vías. Mérida, Venezuela.

Davis, R., Foote, F. y Kelly, J. (1971). Tratado de topografía. 3era ed. castellano traducida de la 5ta ed. norteamericana. Madrid: Aguilar.

CAPÍTULO 5

Técnicas Altimétricas

Horacio Echeveste

Introducción

En este capítulo trataremos los temas referidos a la altimetría, conjunto de operaciones que tiene por finalidad determinar el relieve, estableciendo para cada punto levantado la medida de su altura o cota. Esta es la distancia ortométrica, respecto a un plano de referencia o datum vertical (para nuestro país nivel medio del mar en Mar del Plata) medida a lo largo de la línea vertical que sigue la dirección de la gravedad o dirección de la plomada.

La altimetría tiene como objetivo entonces, medir distancias verticales o desniveles entre puntos del terreno; los métodos utilizados se denominan de nivelación.

Instrumental

El instrumento diseñado exclusivamente para medir desniveles es el nivel óptico o nivel de ingeniero, aunque existen varios instrumentos más para determinar cotas de puntos o desniveles con distintos grados de precisión, los más usados en trabajos de levantamiento topográfico-geológicos son la plancheta, el teodolito y la estación total.

Sin embargo el que siempre está disponible para el geólogo es la brújula tipo Brunton. Mediante una operación muy sencilla podemos determinar de manera expeditiva la cota de un punto usando la Brunton como nivel (Fig. 5-1). Ubicados en un punto de cota conocida (punto A de la figura) podremos determinar la cota de un nuevo punto (B) visando una regla graduada o mira. La visual debe ser horizontal, controlada mediante la burbuja del nivel tubular del clinómetro cuando ésta está centrada (se abordará el uso de la brújula Brunton con más detalle en los Capítulos 6 y 10). Conocida la cota de A, la cota de B es igual a la cota de A + ΔAB , siendo ΔAB la diferencia entre la altura de los ojos del observador y la altura donde la visual horizontal intercepta la regla o mira.

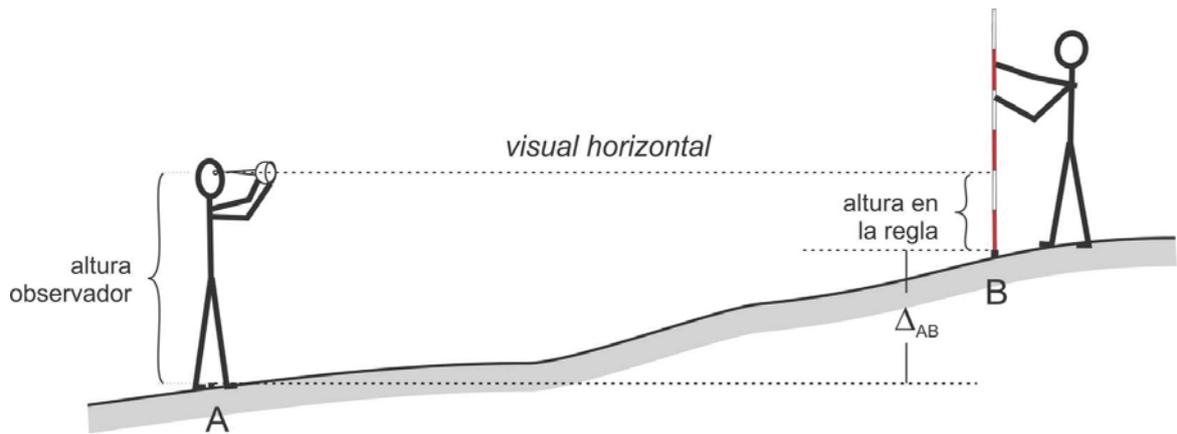


Figura 5-1. Medida de un desnivel mediante el clinómetro de la brújula Brunton.

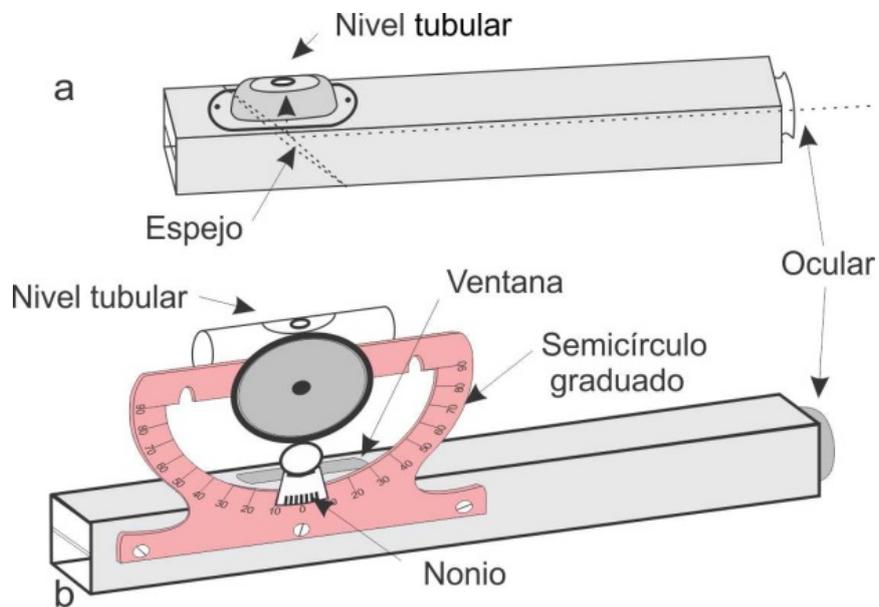


Figura 5-2. a) Nivel de mano de Locke. b) Nivel de mano de Abney.

Otros instrumentos con los que se puede hacer una nivelación de este tipo son los niveles de mano de Locke y Abney. El primero (Figura 5-2a) es un tubo cilíndrico o de sección cuadrada de unos 12 cm de longitud con un ocular en uno de sus extremos y un hilo cruzado horizontal en el otro. Un espejo dentro del tubo permite observar un nivel tubular dispuesto encima. Cuando la burbuja del nivel está centrada la visual es horizontal.



Figura 5-3. Nivel óptico sobre trípode con mira de nivelación y cinta métrica.

El nivel de Abney (Fig. 5-2b) es similar al anterior pero en este caso el nivel tubular es solidario a un clinómetro que permite, mediante un vernier, medir ángulos verticales con precisión de $10'$. Apoyando su base plana en dirección de la inclinación, también se pueden medir inclinaciones de planos por contacto.

El nivel óptico (Fig. 5-3) o nivel de ingeniero consiste esencialmente en un nivel tubular (nivel tórico) anexo a un telescopio que posee una cruz filar en su eje de colimación (eje de puntería). El conjunto telescopio nivel puede girar respecto a un eje vertical y descansa en un soporte que permite ubicarlo sobre un trípode. Cuando el nivel tubular está centrado (calado) el eje de colimación del telescopio es horizontal.

Existen muchos modelos y tipos de niveles ópticos, construidos según la necesidad de precisión en la nivelación. En la figura 5-4a se ilustra un antiguo nivel Cooke Troughton de origen inglés. En este nivel, una vez colocado sobre el trípode y calado el nivel circular (burbuja centrada) y luego de visar la mira, se procede a centrar el nivel tubular mediante el tornillo basculante para asegurar la horizontalidad del eje de colimación.

El eje de colimación está materializado en el telescopio o antejo por una cruz (cruz del retículo), como la que se ve a través del ocular del microscopio.

Algunos niveles modernos o niveles automáticos no tienen tornillo basculante. Una vez centrado el nivel circular, la horizontalidad del eje de colimación se logra de manera automática mediante un compensador óptico mecánico (Fig. 5-4b) o de amortiguación magnética.

En la mayoría de los niveles antiguos la imagen se ve invertida, en los más modernos la imagen es directa.

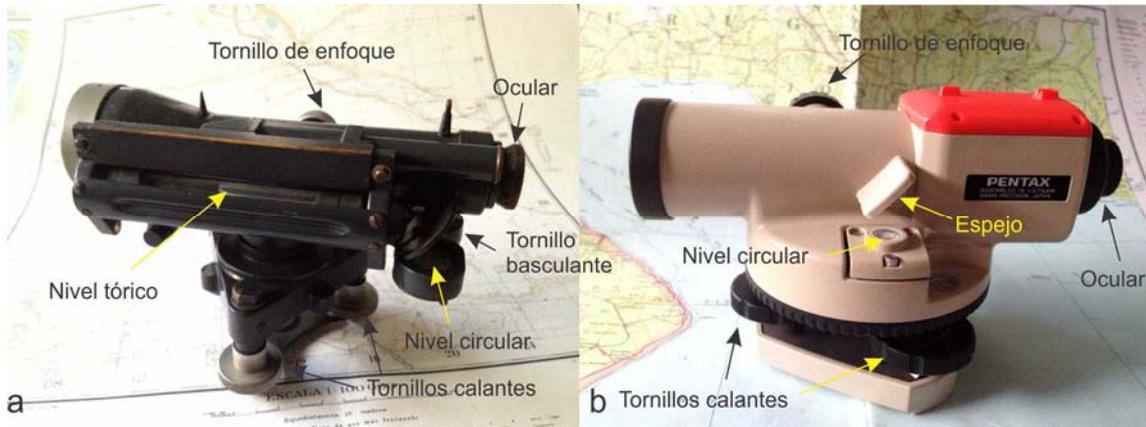


Figura 5-4. a) Antiguo nivel Cooke Troughton con tornillo basculante. b) Nivel automático Pentax.

Horizontes aparente, óptico y verdadero

Cuando se abordó el tema Topografía, señalamos que en levantamientos de superficies relativamente pequeñas (< 30 km de lado), la tierra era considerada plana y por lo tanto los puntos levantados se proyectaban al plano de referencia (horizontal) según verticales del lugar paralelas entre sí. En el caso de la altimetría, considerar la tierra plana puede llevar a errores considerables como veremos a continuación.

Supongamos que los puntos A y B de la figura 5-5 (corte muy exagerado donde se aprecia la curvatura de la tierra) tienen la misma cota, pues se encuentran a la misma altura según un horizonte verdadero, respecto al plano de referencia (superficie del geoide). Supongamos también que se visa a la mira en el punto B según una visual normal a la vertical del lugar en el punto A, es decir una visual horizontal en ese punto. Se hace evidente que esa visual no es normal a la vertical del lugar en el punto B, y que cortará a la mira muy por encima del horizonte verdadero, por lo que al nivelar el punto B respecto de A estaremos cometiendo un error de magnitud BB' . Sin embargo la visual de A a B no sigue la línea del horizonte aparente pues a medida que se aleja del punto A, atraviesa capas de la atmósfera cada vez menos densas, refractándose según la línea del horizonte óptico. Por lo tanto, el error cometido en realidad es BB'' llamado e_{ho} (error del horizonte óptico).

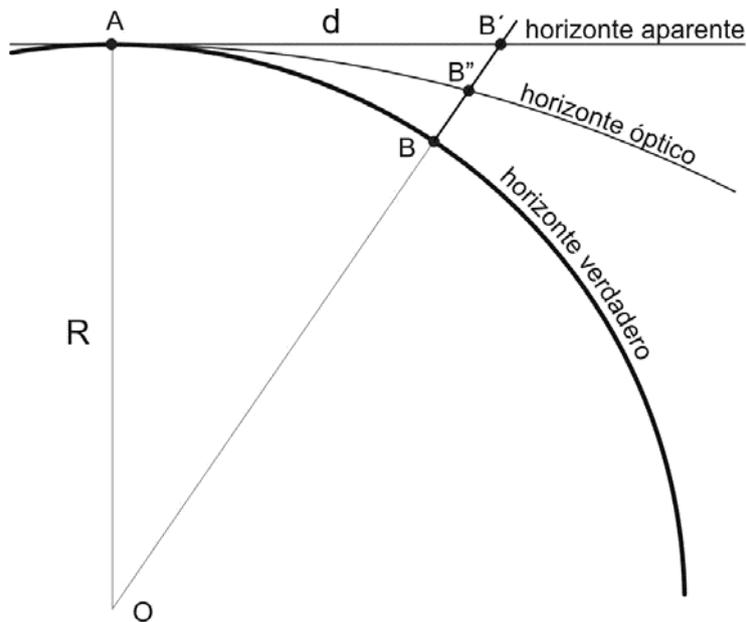


Figura 5-5. Relación entre los horizontes aparente, óptico y verdadero. Explicación en el texto.

Aplicando el teorema de Pitágoras se puede calcular BB'

$$(R + BB')^2 = R^2 + d^2$$

$$R^2 + 2R BB' + BB'^2 = R^2 + d^2$$

$$BB' = (d^2 - BB'^2)/2R$$

Como la magnitud $-BB'^2$ es muy pequeña respecto al radio de la tierra y a la distancia d , se puede despreciar, por lo tanto:

$$BB' = d^2/2R \quad \text{siendo } R \text{ el radio de la tierra y } d \text{ la distancia entre A y B según el horizonte aparente.}$$

Para calcular el valor BB'' debido a la curvatura del horizonte óptico (e_{ho}), debemos primero calcular $B''B'$. Para simplificar diremos que:

$$B''B' = K BB' \quad \text{siendo } K \text{ el coeficiente de refracción promedio de la atmósfera, entonces:}$$

$$B''B' = K d^2/2R \quad \text{y como:}$$

$$e_{ho} = BB' - B''B' \quad e_{ho} = (d^2/2R) - (Kd^2/2R) = d^2(1 - K)/2R$$

Tomando como valor promedio de $K \approx 0,13$ (valor de Gauss) se puede calcular el error que se comete por considerar a la tierra plana para distintos valores de d .

Por ejemplo para una distancia d de 100 m (0,1 km) el error producido por la curvatura del horizonte óptico e_{ho} es de 0,68 mm.

Para 1.000 m $e_{ho} = 6,829$ cm

Para 2.000 m $e_{ho} = 27,32$ cm

Para 5.000 m $e_{ho} = 1,7$ m

Para 10.000 m $e_{ho} = 6,82$ m

Como se ve, la magnitud del error aumenta con la distancia.

Tipos de nivelación

Existen cuatro métodos generales de nivelación, Geométrica, Trigonométrica, Taquimétrica y Barométrica.

Nivelación Geométrica o Directa (por alturas)

Permite la determinación directa de las alturas de diversos puntos, al medir las distancias verticales con referencia a una superficie de nivel, cuya altura ya es conocida. Se realizan visuales horizontales con el nivel óptico y miras verticales. Se utiliza en terrenos llanos, especialmente si el área a cubrir es muy extensa. La nivelación geométrica puede ser simple o compuesta.

Puesta en estación del nivel

Como indicamos anteriormente, una vez ubicado sobre el trípode, el nivel tiene la posibilidad de girar en torno a su eje vertical. Para poder operar, el eje vertical del nivel debe coincidir con la vertical del lugar. Esta condición se cumple en el momento de puesta en estación del instrumento con el nivel circular. Una vez instalado el nivel sobre el trípode se debe centrar el nivel circular mediante los tornillos calantes. En la figura 5-6 se ilustra esta operación.

Primero se centra la burbuja en el plano paralelo a un par de tornillos calantes girando ambos a la vez en sentidos opuestos, una vez centrada la burbuja según esta dirección (línea de puntos de la figura 5-6a), se gira el tercer tornillo calante para terminar de centrar la burbuja (Fig. 5-6b).

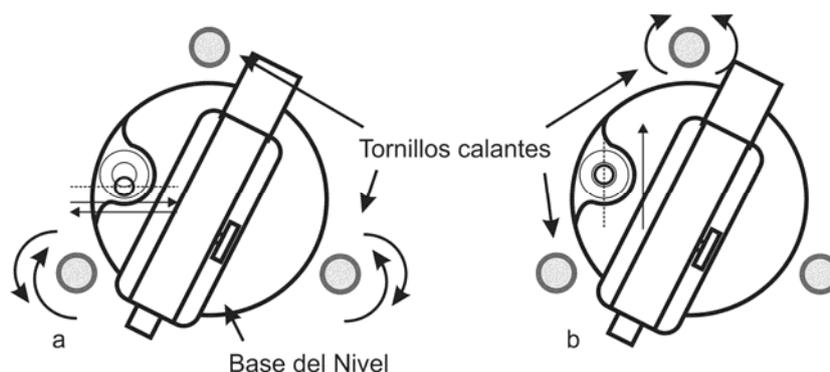


Figura 5-6. Centrado de la burbuja del nivel circular con los tornillos calantes.

En el caso de operar con un nivel no automático, antes de leer el valor del hilo medio en la mira para determinar el desnivel, se debe proceder a centrar el nivel tubular mediante el tornillo basculante para asegurar la horizontalidad del eje de colimación. Esta operación se realiza

mediante la observación de la imagen partida de ambos extremos de la burbuja (generalmente ubicada en el campo del ocular) según se ilustra en la figura 5-7. La figura 5-7a muestra la burbuja del nivel tubular descentrada, en la 5-7b se ve la burbuja centrada, condición alcanzada mediante el giro del tornillo basculante.

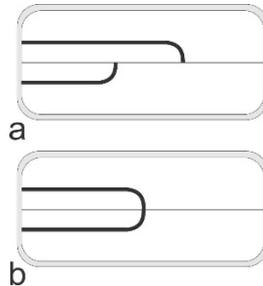


Figura 5-7. a) Imagen de la burbuja del nivel tubular descentrada. b) Burbuja centrada.

Nivelación geométrica simple desde el medio

En la nivelación geométrica simple con el nivel ubicado entre las dos miras, el desnivel (Δh) se mide a partir de una única estación (Fig. 5-8)

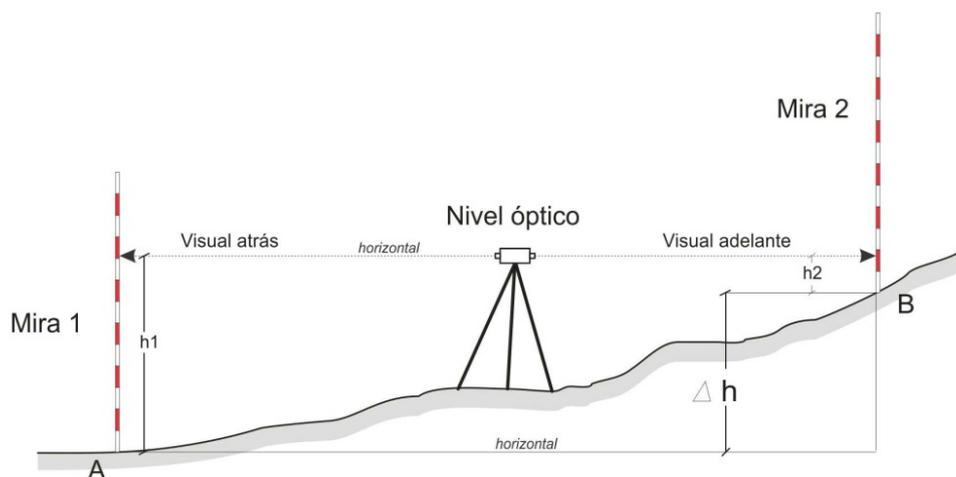


Figura 5-8. Nivelación geométrica simple.

Conocida la cota de A, la cota de B queda expresada como:

$$\text{Cota de B} = \text{Cota de A} + \Delta h \quad \text{siendo } \Delta h = h1 - h2 \text{ (visual atrás - visual adelante)}$$

Nivelación geométrica compuesta desde el medio

Cuando los puntos de inicio y fin de la nivelación están separados a una distancia mayor que el alcance de una visual, es necesaria la colocación de estaciones intermedias. En este caso se dice que la nivelación es compuesta. El desnivel se mide a partir de múltiples estaciones haciendo visuales adelante y atrás (Fig. 5-9). Se suele emplear para calcular la cota de un

punto de arranque de una poligonal a partir de un punto trigonométrico (IGN) o para acotar el nivel de un cuerpo de agua (superficial o subterráneo).

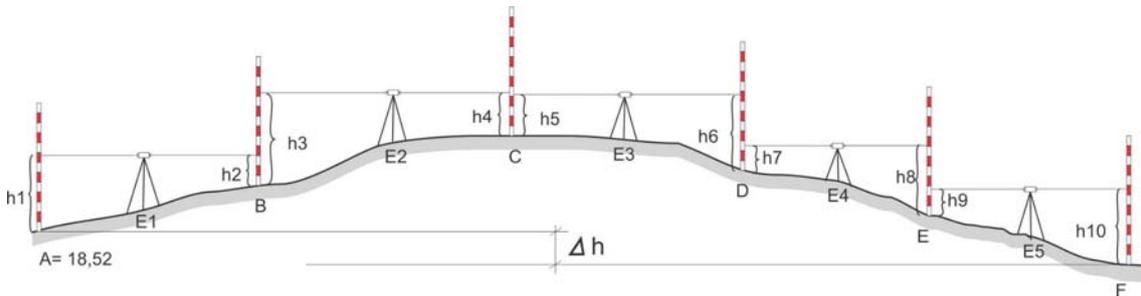


Figura 5- 9. Nivelación geométrica compuesta. La finalidad es obtener la cota de F a partir de conocer la cota de A.

Conocida la cota de A, la cota de F queda expresada como:

$$\text{Cota de F} = \text{Cota de A} + \Delta h \quad (\text{en este caso } \Delta h \text{ es negativo})$$

donde Δh viene dado por la suma de los desniveles parciales

$$\Delta h = h_1 - h_2 + h_3 - h_4 + h_5 - h_6 + h_7 - h_8 + h_9 - h_{10}$$

$$\Delta h = (h_1 + h_3 + h_5 + h_7 + h_9) - (h_2 + h_4 + h_6 + h_8 + h_{10})$$

$$\Delta h = \left(\sum \text{visuales hacia atrás} \right) - \left(\sum \text{visuales hacia adelante} \right)$$

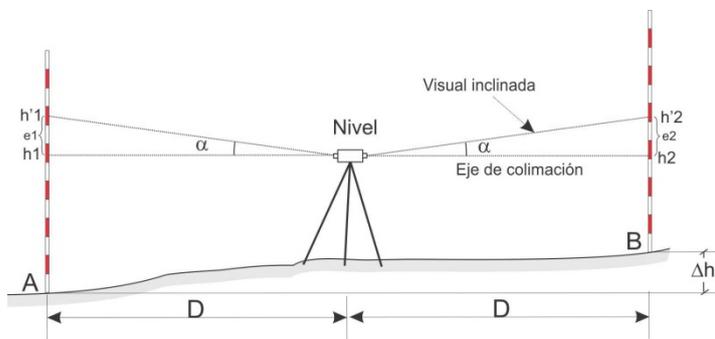


Figura 5- 10. Compensación del error de nivelación por inclinación del eje de colimación (e_1 y e_2) ubicando el nivel de manera equidistante entre estaciones.

En la nivelación geométrica desde el medio, tanto simple como compuesta, el nivel se debe ubicar en una posición intermedia entre las estaciones a nivelar, de esta manera se compensará, entre las visuales adelante y atrás, un posible error de inclinación del eje de colimación (α en la figura 5-10). Es decir que cada vez que se hace una visual a la mira, el eje de colimación la intercepta en una posición incorrecta según un error (e) cuya magnitud aumenta con el aumento de la distancia.

El desnivel correcto entre los puntos A y B es: $\Delta h = h_1 - h_2$

Sin embargo, debido a la inclinación del eje de colimación se leyeron en las miras las posiciones incorrectas h'_1 y h'_2 , resultando el desnivel:

$$\Delta h = h'_1 - h'_2 \text{ pero } h'_1 = h_1 + e_1 \text{ y } h'_2 = h_2 + e_2 \text{ entonces}$$

$$\Delta h = (h_1 + e_1) - (h_2 + e_2) \rightarrow \Delta h = h_1 + e_1 - h_2 - e_2$$

Si el nivel está ubicado equidistante de las dos miras, los errores e_1 y e_2 son iguales por lo tanto se pueden eliminar de la fórmula anterior ya que tiene signos contrarios, entonces:

$$\Delta h = h_1 - h_2$$

Por lo tanto, cuando el nivel se coloca en el medio se compensa automáticamente el error de colimación del instrumento, y con el mismo razonamiento se corrige también el efecto de curvatura del horizonte óptico.

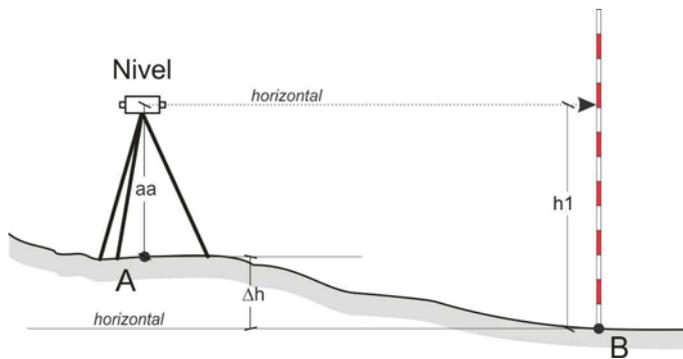
En la Tabla 5- 1 se muestra una planilla de nivelación geométrica compuesta desde el medio correspondiente a la figura 5- 9.

Tabla 5-1

Punto Estación	Punto Visado	Mira Atras	Mira Adelante	Dist. taquim. Hs - Hi	Desnivel Parcial Hm at- Hm ad	Cota Cota ini + D Par
E1	P Trign. A	Hs 1,79		45	0,94	18,52
		Hm h1 1,55				
		Hi 1,34				
B			Hs 0,86	51		19,46
			Hm h2 0,61			
			Hi 0,35			
E2	B	Hs 2,17		61	0,99	19,46
		Hm h3 1,87				
		Hi 1,56				
C			Hs 1,15	53		20,45
			Hm h4 0,88			
			Hi 0,62			
E3	C	Hs 1,09		50	- 0,69	20,45
		Hm h5 0,84				
		Hi 0,59				
D			Hs 1,80	54		19,76
			Hm h6 1,53			
			Hi 1,26			
E4	D	Hs 0,71		41	- 0,92	19,76
		Hm h7 0,50				
		Hi 0,30				
E			Hs 1,62	40		18,84
			Hm h8 1,42			
			Hi 1,22			
E5	E	Hs 0,76		45	- 1,01	18,84
		Hm h9 0,53				
		Hi 0,31				
F			Hs 1,75	43		17,83
			Hm h10 1,54			
			Hi 1,32			
Σ		5,29	5,98		-0,69	
Diferencia Δh		-0,69			Cota de F = 17,83 m	

Nivelación Geométrica Simple desde el extremo

En la nivelación desde el extremo (Fig. 5- 11), como su nombre lo indica el nivel se coloca sobre el punto acotado desde donde arranca la nivelación. Por lo tanto, primero debe situarse con la mayor precisión el eje vertical del nivel en la vertical del lugar del punto de arranque (A en la figura 5-11). Además, se debe medir con mucha precisión la altura del eje de colimación



del nivel (aa o altura del aparato), procedimiento bastante engorroso.

Figura IV 11. Nivelación geométrica desde el extremo.

El desnivel Δh entre los puntos A y B es:

$$\Delta h = aa - h1$$

Por otra parte, si el nivel presenta error de inclinación del eje de colimación, este método no lo compensa, y tampoco compensa la curvatura del horizonte óptico. Todos estos factores apuntan a desaconsejar esta geometría para hacer nivelación.

Comprobación de la horizontalidad del eje de colimación

Una prueba sencilla permitirá comprobar la horizontalidad del eje de colimación del nivel. Primero medimos el desnivel entre dos puntos mediante una nivelación geométrica simple desde el medio (Fig. 5-12a). Según lo indicado anteriormente, el Δh obtenido entre ambos puntos (A y B) es el verdadero, ya que es independiente de la falta de horizontalidad del eje de colimación, -0,919 en el ejemplo de la figura. A continuación calculamos nuevamente el desnivel de los mismos dos puntos situando el nivel lo más próximo posible a uno de ellos (± 2 m) como se ilustra en la figura 5-12b. La diferencia entre ambas mediciones (-0,722 en este último caso) indica falta de horizontalidad del eje de colimación. Calculamos luego $b2'$ según la fórmula: $b2' = a2 - (a1 - b1)$, que es la medida que deberíamos leer en la mira ubicada en el punto B en esta segunda nivelación para que el desnivel sea el correcto (se desprecia el error de $a2$ por estar el nivel muy próximo a la mira en A). Un tornillo de ajuste ubicado próximo al ocular del nivel nos permitirá llevar el hilo horizontal a la posición $2b'$ en la mira. Se repite la operación hasta que la diferencia entre $b2$ y $b2'$ sea menor a 3 mm.

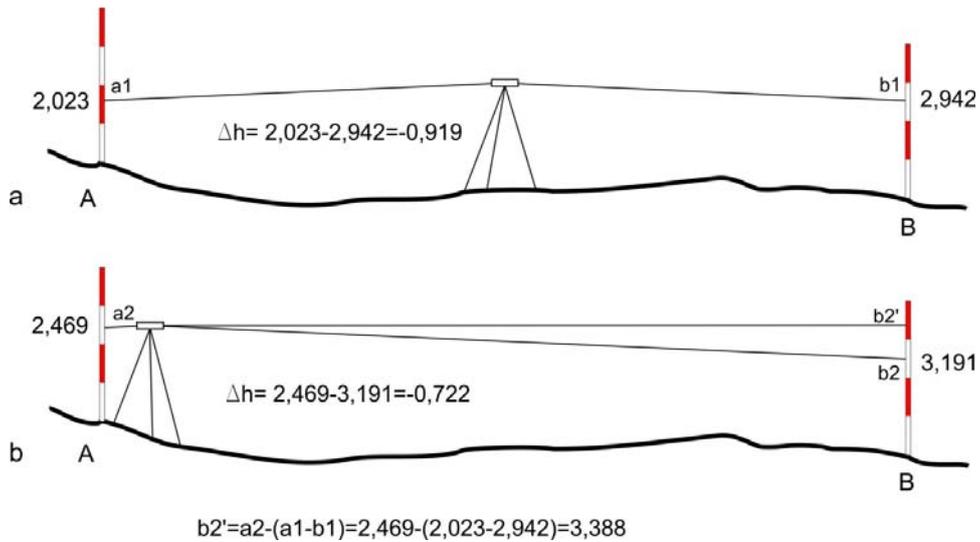


Figura 5-12. Comprobación de la horizontalidad del eje de colimación. Explicación en el texto.

Nivelación trigonométrica o indirecta (por pendientes)

En la nivelación trigonométrica se determina el desnivel entre el punto estación y el punto visado a partir de conocer la distancia horizontal que los separa y el ángulo vertical entre ambos (Fig. 5-13). Los instrumentos más usados en la nivelación trigonométrica son la alidada de plancheta, el teodolito y la estación total.

La distancia D se mide con cinta, mientras que el ángulo vertical se puede medir desde la horizontal (α) o desde el cenit (β), según sea un instrumento con círculo vertical con 0 en el horizonte o cenital. El desnivel se calcula en forma trigonométrica.

Supongamos el primer caso en que se mide el ángulo vertical α (también denominado ángulo de altura, Fig. 5-13). El ángulo α es el formado entre la línea horizontal que contiene el eje horizontal del teodolito y la altura a la que el hilo medio intersecta la mira (hm), por lo tanto conociendo α y D , se puede calcular D' :

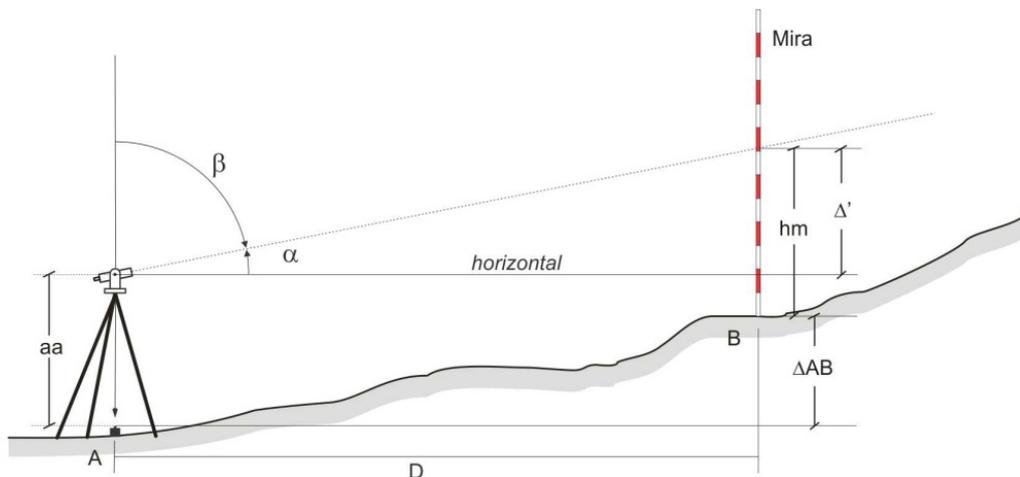


Figura 5-13. Nivelación trigonométrica.

$\Delta' = D \operatorname{tg} \alpha$ y del dibujo se desprende que:

$$\alpha\alpha + \Delta' = \Delta AB + hm \quad \text{por lo tanto}$$

$$\Delta AB = \Delta' + \alpha\alpha - hm \quad \text{entonces}$$

$$\Delta AB = D \operatorname{tg} \alpha + \alpha\alpha - hm$$

Siendo $\alpha\alpha$ la altura del aparato y hm la altura del hilo medio en la mira.

Normalmente, cuando se mide el ángulo vertical se apunta a la mira a la altura del aparato, de esta manera D' es igual a DAB , ya que la visual es paralela a la línea imaginaria que une a los puntos A y B. De esta manera la fórmula de desnivel se simplifica:

$$\Delta AB = D \operatorname{tg} \alpha$$

Si el ángulo vertical es cenital, D y D' son los catetos opuesto y adyacente del ángulo β , por lo tanto:

$$\Delta' = D / \operatorname{tg} \beta \quad \text{entonces}$$

$$\Delta AB = D / \operatorname{tg} \beta + \alpha\alpha - hm$$

Si la medición es en bajada (ángulo vertical negativo, Fig. 5-14), $D \operatorname{tg} \alpha$ o $D / \operatorname{tg} \beta$ son en ambos casos negativos, por ser la tangente de un ángulo negativo en el caso de $-\alpha$ o la tangente de un ángulo en el segundo cuadrante topográfico en el caso de β . Por lo tanto, aplicando las mismas fórmulas del caso anterior, ΔAB será negativo.

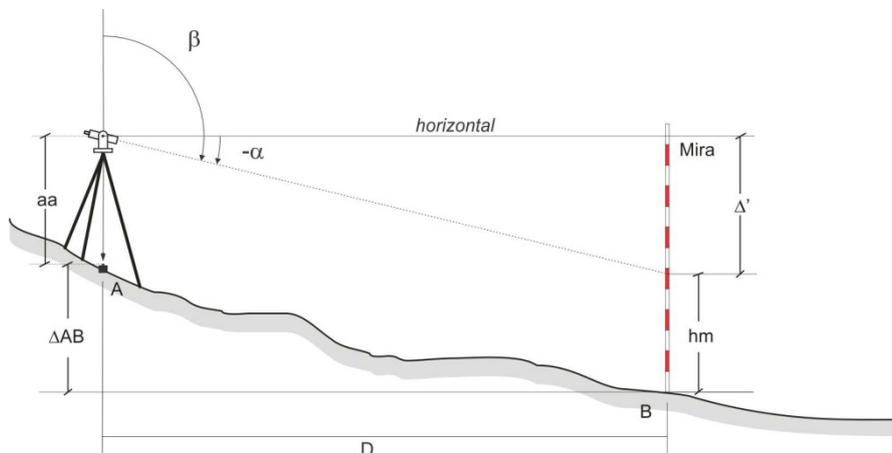


Figura 5-14. Pendiente en bajada.

Nivelación taquimétrica

La nivelación taquimétrica, como la anterior, también es una nivelación por pendientes, pero las distancias se miden en forma indirecta como se explicó en el Capítulo 3.

Cuando se hace taquimetría vimos que la distancia D responde a la fórmula:

$$D = KH \cos^2 \alpha \quad (1)$$

Entonces se desprende de la figura 3-22 que:

$$\Delta' = D \operatorname{tg} \alpha \quad \text{y}$$

$$\alpha\alpha + \Delta' = \Delta AB + hm \quad \text{por lo tanto}$$

$$\Delta AB = D' + aa - hm$$

entonces

$$\Delta AB = D \operatorname{tg} \alpha + aa - hm$$

reemplazando D por (1):

$$\Delta AB = KH \cos^2 \alpha \operatorname{tg} \alpha + aa - hm = KH \cos \alpha \operatorname{sen} \alpha + aa - hm$$

como

$$\cos \alpha \operatorname{sen} \alpha = \frac{1}{2} \operatorname{sen} 2\alpha$$

$$\Delta AB = KH \frac{1}{2} \operatorname{sen} 2\alpha + aa - hm$$

Nuevamente, si se visa la mira a la altura del aparato, $aa = hm$, por lo tanto ambos términos se anulan.

En el caso de usar un teodolito cenital (con el cero del círculo vertical en el cenit) el ángulo vertical será β (Fig. 3-22). Por lo tanto la fórmula de la distancia horizontal D será:

$$D = KH \operatorname{sen} 2\beta \quad (4)$$

Y el desnivel ΔAB

$$\Delta AB = D / \operatorname{tg} \beta$$

reemplazando D por (4):

$$\Delta AB = KH \operatorname{sen} 2\beta / \operatorname{tg} \beta$$

$$\Delta AB = KH \frac{1}{2} \operatorname{sen} 2\beta$$

Nivelación abierta y nivelación cerrada o controlada

En el método de nivelación compuesta, en el que se realizan varias lecturas de las miras desde varias estaciones, es inevitable incorporar errores propios del método, falta de verticalidad de la mira, precisión de la lectura en cm (en caso de distancias de unas decenas de metros es imposible leer la mira en milímetros), falta de horizontalidad en el eje de colimación con estaciones no centradas, errores que se irán incrementando con el aumento de estaciones. Esta condición metodológica conduce a que no se tenga certeza de la bondad del dato del punto final objeto de la nivelación. Esta nivelación se denomina abierta.

Una manera de comprobar la magnitud del error metodológico, es hacer una nivelación cerrada. Supongamos que para obtener la cota del punto B partimos de un punto A de cota conocida haciendo una nivelación compuesta desde el centro; la manera de cerrar la nivelación es regresar (continuando la nivelación) al punto A. De esta manera se tendrán dos valores de cota del punto A, el conocido y el calculado después de cerrar la nivelación. La diferencia entre ambas es el error de cierre vertical eV . Otra manera de conocer la magnitud del error es hacer una nivelación controlada que parta de un punto de cota conocida, pase por el punto de cota desconocida y termine en otro punto de cota conocida distinto del primero.

Al igual que en las poligonales, el error de cierre en nivelaciones cerradas o controladas puede ser aceptable o no, en función que supere o sea menor que un valor prefijado según la precisión requerida o tolerancia. Si el error es mayor que la tolerancia la nivelación debe reahacerse, si en menor puede corregirse.

Errores y tolerancias

Existen distintos valores de tolerancia (valor del máximo error aceptable) en función de la precisión que se quiere alcanzar:

nivelación de alta precisión la tolerancia es de 1,5 mm por Km

nivelación de precisión la tolerancia es de 2,5 mm por Km

nivelación de 2º orden la tolerancia es de 1 cm por Km

nivelación de 3º orden la tolerancia es de 3 cm por Km

nivelación de 4º orden la tolerancia es de 1 dm por Km

Para nivelaciones de 4º orden desde el extremo, en distancias d mayores de 400 m se debe tener en cuenta la corrección según el error e_{ho} de curvatura del horizonte óptico.

Compensación del error de cierre vertical en nivelaciones cerradas o controladas

Si el error de cierre vertical es menor que la tolerancia procedemos a compensar el error siguiendo un método similar al usado para compensar el error de cierre lineal en poligonales por fracciones proporcionales.

En la figura 5-15 se muestra un ejemplo de una nivelación trigonométrica cerrada con ángulos verticales medidos con brújula y distancias con cinta.

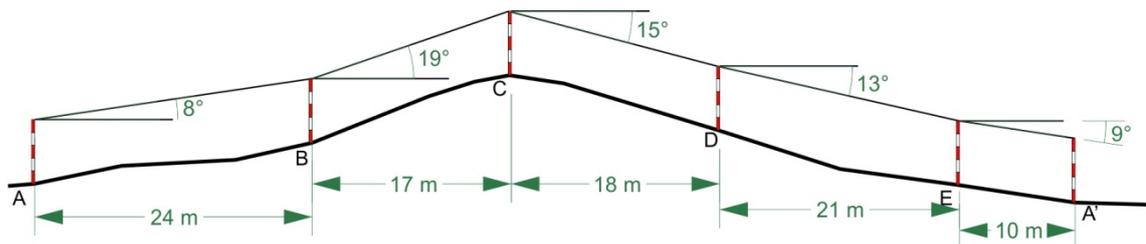


Figura 5-15. Nivelación cerrada con brújula y cinta.

El error, -2,07 m surge de la sumatoria de los Dh de todas las estaciones, que debería ser 0 ya que A y A' es la misma estación cuya cota es 17,5 metros (planilla de cálculos, Tabla 5-2, los números en azul son datos).

Tabla 5-2

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1	P est	P vis	Ang.V	Ang.V rad	Dis	Dh	Cota calc	cDh	Cota corr
2	A						17,5		17,5
3	A	B	8	0,14	24	3,34	20,84	0,55	21,4
4	B	C	19	0,33	17	5,53	26,37	0,94	27,3
5	C	D	-15	-0,26	18	-4,66	21,72	1,36	23,1
6	D	E	-13	-0,23	21	-4,72	16,99	1,84	18,8
7	E	A'	-9	-0,16	10	-1,56	15,43	2,07	17,5
8					90	-2,07			

En la columna F se calculan los D_h trigonométricamente ($D_h = \text{Distancia} \cdot \text{seno Angulo Vertical}$ en radianes). La columna G muestra las cotas calculadas (cota de la estación anterior más el D_h).

Si el error es menor que la tolerancia, las cotas se corrigen en porciones proporcionales a la longitud de cada lado según la razón:

$$-C\Delta h/L = \varepsilon V/P \quad \text{donde:}$$

$C\Delta h$ (columna H) es la proporción a corregir en cada vértice de nivelación (el valor negativo se debe a que la corrección debe ser contraria al error)

εV el error vertical total (-2,07 m en el ejemplo)

L es la longitud al punto de origen

P es el perímetro de la nivelación (90 m en el ejemplo)

Por ejemplo la corrección del vértice B de la nivelación será:

$$-C\Delta h_B = (AB/P)\varepsilon V \quad \text{donde AB es la distancia entre A y B}$$

Para el vértice C será:

$$-C\Delta h_C = ((AB + BC)/P)\varepsilon V$$

La columna I muestra las cotas corregidas, igual a las cotas calculadas más la proporción a corregir ($Cota\ corr_i = Cota\ calc_i + C\Delta h_i$).

Nivelación Barométrica

La nivelación barométrica se basa en la premisa que indica que la presión atmosférica disminuye con la altura (el aire se hace más ligero con el aumento de la altura). Es decir, se usa un barómetro para calcular la altura de un punto de manera indirecta. Es una metodología usada en regiones con relieve muy abrupto o montañoso y en trabajos expeditivos o de reconocimiento. Se utiliza un barómetro aneroide que mide la presión a partir de la deformación de un cilindro metálico al vacío.

Como la presión atmosférica, además de variar con la altura varía con los cambios climáticos, en una jornada de trabajo debemos corregir inicialmente el barómetro con un punto de cota conocida o hacer nivelación barométrica diferencial. Este método consiste en trabajar con dos barómetros, uno fijo, situado en el punto de cota conocida y uno móvil usado para determinar los valores de cota de los puntos levantados. El barómetro fijo recoge la variación de los valores de altura en intervalos de tiempo establecidos (debidos a la variación de la presión atmosférica) que nos permitirán corregir las variaciones de altura del barómetro móvil.

Referencias

Bustos, B.N. *Nivelación geométrica de precisión*. Documento de cátedra. Topografía 2. Universidad Nacional de San Juan. Recuperado de <http://ftp.unsj.edu.ar/agrimensura/Topografia%20II/NIVELACION%20GEOMETRICA%20DE%20PRECISION.pdf>

- Casanova Matera, L, (2002). *Topografía plana*. Universidad de los Andes, Facultad de Ingeniería, Departamento de vías. Mérida. Recuperado de http://www.serbi.ula.ve/serbiula/libros-electronicos/Libros/topografia_plana/pdf/
- Davis, R., Foote, F. y Kelly, J. (1971). *Tratado de topografía*. 3era ed. castellano traducida de la 5ta ed. norteamericana. Madrid: Aguilar.
- Domínguez García Tejero, F. (1974). *Topografía abreviada*. Tercera edición corregida y aumentada. Editorial Dossat, S.A. Madrid.
- Valbuena Duran, J.L., Vara Jaén, M.D., Soriano Sanz, M.L., Rodríguez Díaz, G. y Sevilla, M.J. *Instrumentación y Metodología Empleadas en las Técnicas Altimétricas Clásicas*. Instituto de Astronomía y Geodesia. Facultad de Ciencias Matemáticas. Universidad Complutense. Madrid. Recuperado de <http://www.mat.ucm.es/deptos/as/Tecnicas%20altimetricas.pdf>

CAPÍTULO 6

Levantamiento del mapa base topográfico

Horacio Echeveste

Levantamiento expeditivo con brújula y pasos

La brújula con clinómetro tipo Brunton es una de las herramientas indispensable entre los geólogos, ya que permite medir ángulos horizontales respecto al norte magnético y ángulos verticales. Uno de sus usos más frecuentes es en la medición de acimut e inclinación de planos (fallas, diaclasas, estratificación, foliación, etc.) y en el levantamiento expeditivo de rasgos geológicos, práctica que desarrollaremos en este Capítulo.

Brújula Brunton como instrumento topográfico

La brújula Brunton (Fig. 6-1) es la más popular de las usadas por los geólogos, se fabrican con dos tipos de graduación en su limbo horizontal, en cuadrantes, de 0°- 90° (Fig. 6-2a) y la mucho más difundida acimutal, de 0° a 360° (Fig. 6-2b). Es esta última la más apropiada para los trabajos de mapeo. En el Capítulo 10 abordaremos el uso de la Brunton para la medición de elementos estructurales.

Para medir ángulos horizontales la brújula debe estar en posición horizontal (Fig. 6-3b), un nivel circular permite comprobar esta condición. Cuando usamos la brújula como instrumento topográfico los acimuts deben leerse con el extremo norte de la aguja (61° en la figura 6-2a).

El buzamiento o inclinación de visuales lo medimos mediante el clinómetro incorporado en su interior, que posee dos escalas, una en grados, entre 0° y 90° para visuales que varían de la horizontal a la vertical y otra porcentual, entre 0 y 100% para visuales entre la horizontal y 45° de inclinación.

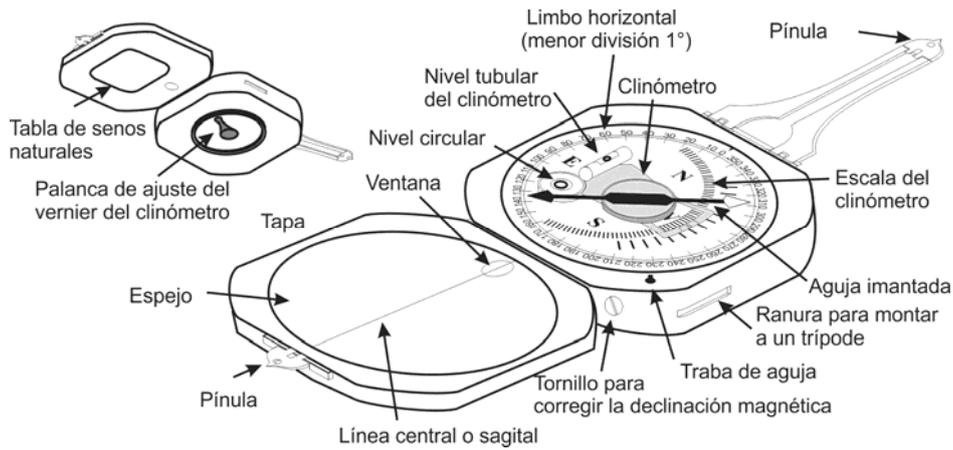


Figura 6-1. a) Brújula tipo Brunton y sus partes.

Para medir ángulos verticales el cuerpo de la brújula tiene que estar también en posición vertical (Fig. 6-3c), con la escala del clinómetro abajo y el nivel tubular arriba. El vernier del clinómetro (escala auxiliar del clinómetro) posibilita apreciar variaciones de 5' o de 10' (precisión 5' o 10') (Fig. 6-2b, precisión de 10', el ángulo vertical medido es de 32°40').

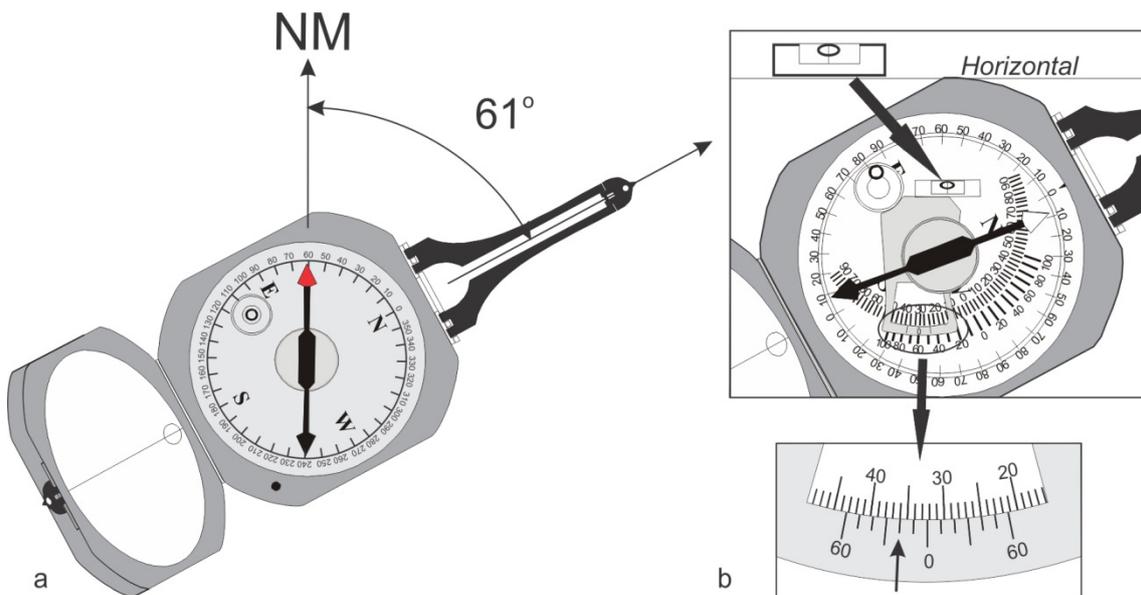


Figura 6-2. a) Brújula Brunton en posición horizontal (burbuja del nivel circular centrada) midiendo un acimut de 61°. b) Medida de un ángulo vertical (burbuja en posición vertical con la burbuja del nivel tubular del clinómetro centrada) midiendo una inclinación de 32°20'.

Para facilitar el trabajo de levantamiento en el campo, la brújula Brunton se puede montar en un trípode mediante un soporte que posee una articulación esférica que permite colocar el eje sobre el cual gira la brújula en posición vertical para medir acimuts u horizontal para medir inclinaciones (Fig. 6-3).

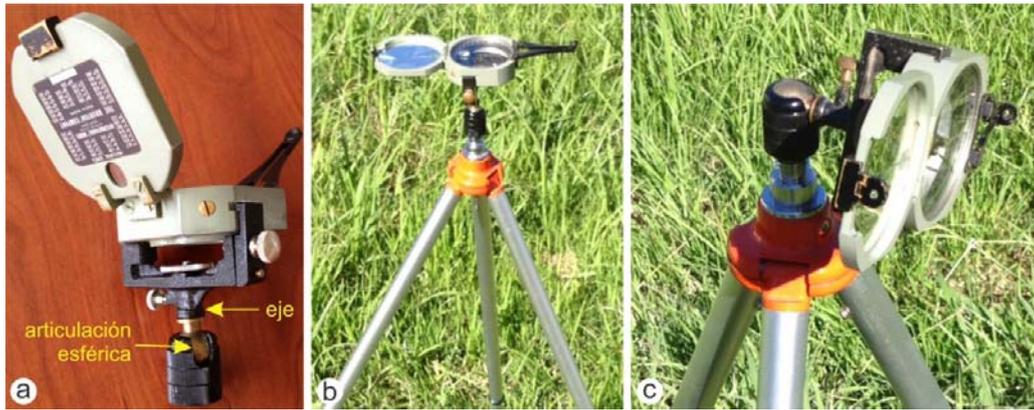


Figura 6-3. a) Soporte articulado para brújula Brunton. b) La Brunton sobre trípode en posición para medir acimuts. c) La Brunton con soporte acodado para medir ángulos verticales.

El trípode posee en la base del cabezal un gancho desde el cual se puede colgar una plomada para minimizar el error de estacionamiento y colocar el eje vertical del soporte de la brújula en la vertical del lugar sobre el punto estación. Para medir un acimut se alinean las dos pínulas de la brújula con el punto visado y se lee la posición del extremo norte de la aguja en el limbo horizontal (Fig. 6-3b).

Para medir un ángulo vertical se coloca la brújula en posición vertical (Fig. 6-3c), esto posibilita apuntar por encima y por debajo del horizonte, los primeros serán ángulos verticales positivos y los otros negativos.

Cuando no se cuenta con trípode los acimuts pueden medirse de dos maneras (Fig. 6-4). En la primera, con brújula a la altura de la cintura en posición horizontal, controlada por el centrado de la burbuja del nivel circular, se debe apuntar al punto a levantar a través del espejo, de tal modo que el ojo del operador, la línea sagital de la brújula marcada en el espejo, la pínula larga y el punto visado se encuentren en el mismo plano vertical, en este momento se lee en el limbo la posición norte de la aguja (Fig. 6-4a). La otra manera es colocado la brújula a la altura de los ojos del observador con la pínula larga en dirección a él (Fig. 6-5b). La tapa abierta en un ángulo de unos 45° permitirá controlar la horizontalidad, observando por el espejo la burbuja del nivel circular. La puntería al punto visado se hace a través de la ventana de la tapa alineándola con la pínula larga.



Figura 6-4. a) Medida de un acimut, el punto visado, reflejado en el espejo, debe estar en el mismo plano vertical que pasa por el centro de la pínula larga, la línea central del espejo y el ojo del observador. b) Se apunta al punto visado alineando la pínula larga con la venta del espejo, este permite controlar la horizontalidad con el nivel circular y leer el acimut.

Corrección de acimuts por declinación magnética

No debemos olvidar que cuando tomamos datos de acimut con brújula durante un levantamiento geológico, que luego serán volcados en un mapa con coordenadas geográficas, o coordenadas cartesianas planas (Gauss-Krüger o UTM), deben corregirse los ángulos sumando el valor de declinación o desviación magnética. Existen dos posibilidades de organizar el trabajo, una es tomar los datos en el campo con la brújula “sin corregir”, es decir con el 0° del limbo en la línea sagital de la brújula y luego sumar a cada valor de acimut medido (y anotado en la libreta de campo) el valor de la declinación o desviación magnética (según se use el norte geográfico o de cuadrícula como referencia). Por ejemplo, si debemos volcar en la carta un acimut medido en el campo de 90° y la declinación es, por ejemplo, -10°, la suma de ambos valores dará 80°, que es el valor corregido respecto al norte verdadero.

La segunda posibilidad consiste en, una vez averiguado el valor de declinación o desviación magnética del lugar de trabajo, girar el limbo de la brújula el valor de la declinación o desviación magnética mediante el tornillo ubicado en el lateral del cuerpo de la brújula, esto es “corregir la brújula”.

En la figura 6-5a se ha medido en el campo una dirección de acimut 325° con la brújula sin corregir, si, por ejemplo, la declinación magnética de la zona que representa la carta o mapa base fuese de -10°, el ángulo corregido entre el meridiano geográfico que pasa por el punto donde se hizo la observación y la dirección medida será de $325^\circ + (-10^\circ) = 315^\circ$. Este cálculo se puede evitar girando el limbo de la brújula en sentido antihorario como se ilustra en la figura 6-5b.

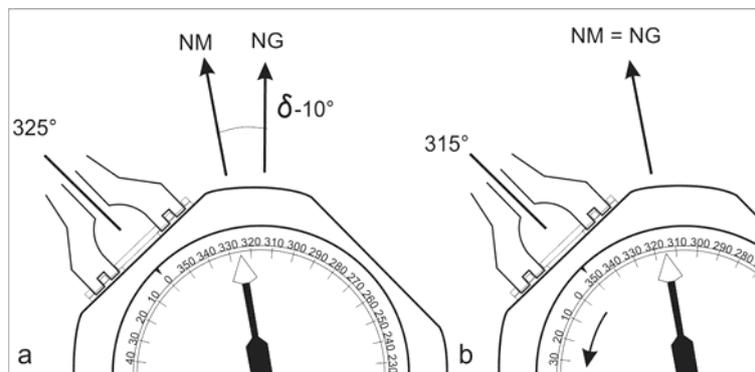


Figura 6-5. a) Medición de un acimut, 325° con la brújula sin corregir. b) Medición de la misma dirección con la brújula corregida, con su limbo girado 10°, valor de la declinación, en sentido anti horario ya que este es negativo.

Es decir, cuando la declinación magnética es negativa, se debe girar el limbo de la brújula en sentido antihorario y en sentido de las agujas del reloj cuando es positiva.

Levantamiento con base de poligonal

Como indicamos en el Capítulo 4 la manera más apropiada de realizar un levantamiento ex-peditivo con brújula es mediante una poligonal como red de apoyo. Las distancias entre estaciones pueden medirse con cinta y los acimuts de manera recíproca. Las distancias y acimut a los puntos de relleno se miden a pasos y acimuts simples. Si en la zona de trabajo no se cuenta con puntos de coordenadas conocidas, es conveniente tomar con GPS las coordenadas de

la estación inicial y final de la poligonal si esta es abierta (más allá del error de éste), para tener una idea de la magnitud del error. Una poligonal levantada con brújula de algunos cientos de metros de desarrollo puede tener un error planimétrico mayor que el error del GPS.

Es importante destacar aquí que el éxito del levantamiento estará directamente relacionado con el cuidado con que se organicen los datos. La manera correcta de hacerlo, es ordenándolos en una planilla, en la Tabla 6-1 se ilustra con un ejemplo. En aquellos levantamientos realizados con instrumentos que pueden “guardar” los datos en una memoria interna del equipo, como la estación total, no es necesario ni aconsejable transferirlos al papel, ya que esta es otra fuente de incorporar posibles equivocaciones.

Es conveniente identificar las estaciones con letras y los puntos del relleno con números consecutivos. En el caso que los puntos visados sean levantados por dos personas, para evitar equivocaciones uno levanta los puntos pares y el otro los impares. Es necesario controlar periódicamente, a medida que avanza el levantamiento, la correspondencia entre los datos que va registrando el operador de la brújula con los que anota el que levanta los puntos.

Tabla 6-1

Punto Estación	Punto Visado	Acimut	Acimut promedio	Distancia (pasos)	Distancia (metros)	Angulo vertical	Observaciones
A	1	\hat{f}_A^1					
A	2	\hat{f}_A^2					
A	3	\hat{f}_A^3					
A	B	\hat{f}_A^B	\hat{f}_A^B				
B	A	\hat{f}_B^A					
B	4	\hat{f}_B^4					
B	5	\hat{f}_B^5					

A la hora de dibujar el mapa, si se lo hace directamente en papel y la poligonal es cerrada o controlada, el primer paso es dibujar la poligonal y comprobar la magnitud del error de cierre lineal. Si el error total es menor que la tolerancia, la poligonal podrá corregirse. Para una poligonal levantada con brújula el error total debería ser menor a 1/100, es decir en una poligonal cuya sumatoria de lados sea de 100 m, podrá tener un error lineal máximo de 1 m.

Dibujar una poligonal con sus puntos de relleno irradiados desde cada estación en un tablero de dibujo a partir de coordenadas polares, es un trabajo delicado y difícil. Con los medios tecnológicos con que se cuenta actualmente, es sencillo transformar las coordenadas polares a cartesianas mediante una planilla de cálculo y luego “plotear” los puntos y dibujar el mapa con un software de dibujo.

Los errores de cierre longitudinal y vertical se corrigen como se indicó en los Capítulos 4 y 5.

Levantamiento con escuadra de prismas

Método de la cuadrícula

En el Capítulo 3 indicamos que la escuadra de prismas o pentaprisma permite medir ángulos fijos de 90° y en el caso de la combinación de dos prismas, de 90° y 180°. Es el instrumento

adecuado para levantamientos expeditivos de áreas pequeñas por el método de la cuadrícula con una cinta métrica y jalones.

Para “armar” la cuadrícula sobre la zona que se debe levantar, primero se define una línea con dos jalones (1 y 2 de la figura 6-6). Se coloca el pentaprisma doble en el extremo superior del jalón 1 apuntando al jalón 2 de manera que el ojo del observador esté en el plano vertical que contiene a los jalones 1 y 2, el ojo del observador y ambos jalones están alineados (Fig.6-6a y b). A través de ambos pentaprismas se tendrá sendas visuales hacia cada lado donde se encuentran los dos operadores sosteniendo los jalones 3 y 4. Estos se deben mover lateralmente hasta que se vean en los pentaprismas alineados con el jalón 2 que esta adelante del observador, en ese momento la línea entre los jalones 1 y 2 es normal a la formada por los jalones 3 y 4.

Sobre la línea de base E y su normal N con ayuda de una cinta métrica y alineando se colocan jalones o estacas equidistantes con un distanciamiento adecuado para el detalle que requiere el trabajo (Fig. 6-6d). Con ayuda de la escuadra de prismas y cinta métrica se completa la cuadrícula del área a levantar (Fig. 6-6e y f).

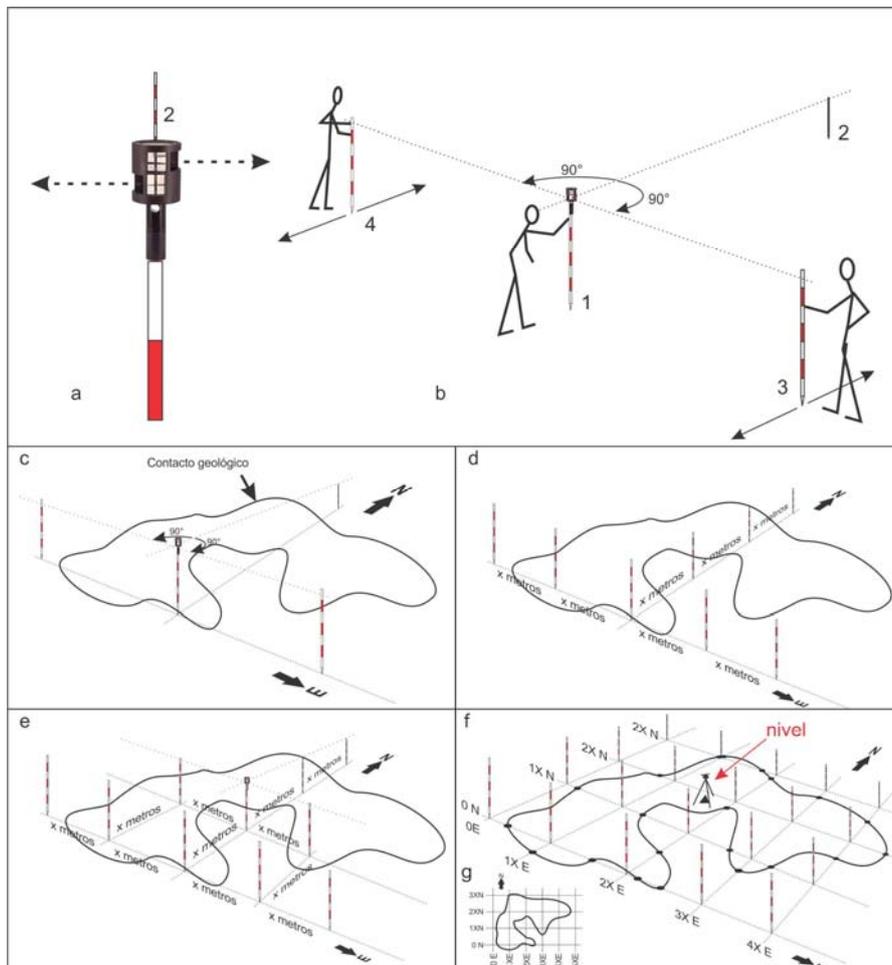


Figura 6-6. a) El ojo del observador se encuentra alineado con el pentaprisma sobre el jalón 1 y el jalón 2. Por ambas ventanas de ambos pentaprismas, ve los jalones 3 y 4. Al estar todos alineados, ambas líneas 1-2 y 3-4 son normales. b) El operador del pentaprisma indica cómo deben moverse los ayudantes que sostienen los jalones 3 y 4 hasta que los vea a todos coincidentes como en la figura a. c) Los 4 jalones definen (en este caso) las direcciones E-O y N-S. d) Midiendo con cinta y alineando se colocan los jalones o estacas intermedias con la equidistancia apropiada. e) Con el pentaprisma se trazan nuevas líneas de la cuadrícula. f) Se miden sobre las líneas de la cuadrícula las intersecciones con el contacto que se está mapeando. Con un nivel óptico dispuesto sobre un punto acotado se obtienen las cotas de las intersecciones de la cuadrícula para poder dibujar la topografía. g) Mapa del contacto.

Cada estaca de la cuadrícula tendrá una identificación dada por sus coordenadas locales N y E. En el caso del ejemplo, se determinarán las coordenadas de los puntos donde el contacto geológico corta a las líneas imaginarias de la cuadrícula (puntos negros de la figura 6-6f) midiendo con cinta entre las estacas o jalones de la cuadrícula. El mapa final en planta se muestra en la figura 6-6g.

Para dibujar la topografía basta colocar un nivel en la zona central del área sobre un punto del que se ha determinado la cota o usando una cota local arbitraria y tomar lectura de las miras en las intersecciones de la cuadrícula para obtener el desnivel y la cota de cada una.

Levantamiento por coordenadas ortogonales

Con una escuadra de prismas, algunos jalones y un par de cintas métricas de 50-100 m podemos realizar un levantamiento de detalle por coordenadas cartesianas de un área pequeña con gran precisión. La figura 6-7 ilustra el método.

La línea AB es la línea de base, dispuesta convenientemente respecto al rasgo geológico que se debe levantar. Entre los dos jalones que la limitan se extiende una cinta métrica con el 0 en A usando el punto C para alinearla. Un ayudante coloca su jalón en la posición 1, primer punto a levantar del contacto geológico. El operador camina desde A hacia B con la escuadra de prismas hasta divisar el jalón que está en la posición 1 coincidiendo con B. Se lee en la cinta que está en el piso (entre A y B) la distancia Y_1 y luego, con otra cinta, se mide la distancia X_1 . Y_1 y X_1 son las coordenadas cartesianas del punto 1, en un sistema donde el cero de coordenadas X e Y es el punto A y la dirección AB es el eje Y.

De igual manera se levantan todos los puntos necesarios para definir el contacto en el plano.

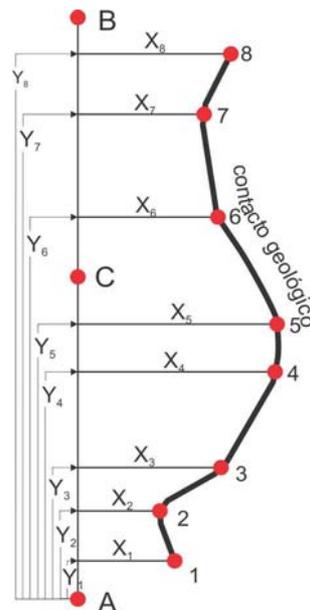


Figura 6-7. Vista en planta del levantamiento de un contacto geológico por coordenadas ortogonales con escuadra de prismas y cintas métricas. Los puntos rojos indican las posiciones de los jalones.

Levantamiento con plancheta y alidada

Hasta la generalización en el uso de la fotografía aérea y más recientemente de las imágenes satelitales, el GPS y la estación total, la plancheta y alidada era el instrumental más popular y más usado en el levantamiento geológico. Aún hoy, en levantamientos topográfico-geológicos que requieren la reproducción detallada del terreno, a escalas mayores que 1:5.000, resulta una herramienta muy efectiva; además tiene la ventaja de que el mapa se dibuja directamente sobre la plancheta a medida que el levantamiento progresa.

Plancheta

La plancheta es una mesa cuadrada o rectangular de madera, de entre 40 y 60 cm de lado que se monta sobre un trípode (Fig. 6-8) por medio de una fijación articulada esférica que permite que aquella pueda moverse hasta alcanzar la horizontalidad y luego girar sobre el eje vertical. La horizontalidad del tablero se controla mediante un nivel esférico. Sobre la plancheta se fija una hoja de papel o mylar sobre la que se dibujará el mapa. Una brújula declinatoria permite marcar el norte magnético en el papel o el norte verdadero si se conoce el valor de la declinación.

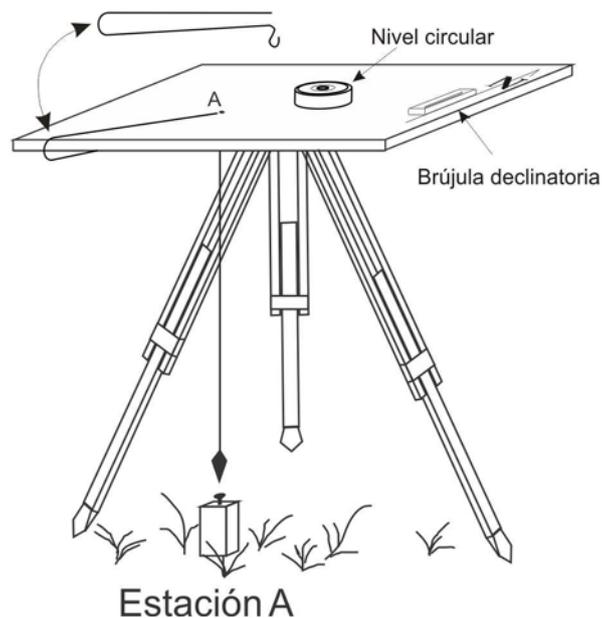


Figura 6-8. Tablero sobre trípode. Sobre el tablero un nivel circular permite horizontalizarlo. Una brújula declinatoria permite marcar el norte magnético en el papel. Un dispositivo metálico permite colocar la estación dibujada en el papel sobre el punto del terreno mediante una plomada.

Alidada (o dioptra)

La ubicación en el tablero de los puntos visados se realiza mediante una alidada que se coloca sobre la plancheta de manera que los ángulos horizontales se trazan directamente sobre

el papel. Las alidadas ópticas poseen un anteojo estadimétrico similar al de un teodolito, con su eje de colimación normal a un eje horizontal al que es solidario. Este descansa en un soporte tipo Y, llamado pedestal o pilar, cuya base se apoya a su vez rígidamente en una regla (Fig. 6-9). El tubo del anteojo puede dar vuelta de campana igual que en el teodolito. La proyección sobre el tablero del plano vertical que contiene al eje de colimación del anteojo es paralela a la arista de la regla.

Los ángulos verticales son generalmente ángulos de altura (0 del círculo vertical en el horizonte); se leen en un arco metálico o en un microscopio (limbo de cristal). En la alidada de la figura 6-9 la precisión en la medida de los ángulos verticales es de 10 minutos.

Las distancias se obtienen por estadimetría mientras que la distancia horizontal y desnivel se calculan con las mismas fórmulas usadas para el cálculo de distancias y desniveles con el teodolito o mediante Arco Beaman (Anexo III). En algunas alidadas, denominadas autoreductoras, la distancia reducida y el desnivel se obtienen directamente mediante la lectura de los hilos curvilíneos móviles (Anexo III).



Figura 6-9. Partes principales de la Alidada Wild Heerbrugg modelo K2.

Orientación del tablero

Generalmente, en los mapas realizados con plancheta se levantan simultáneamente los rasgos topográficos y geológicos. Una vez definida el área que se debe levantar, se elige una escala adecuada. El mapa puede ocupar la superficie de una o más planchetas. Si el levantamiento se realiza por el método de la poligonal, debemos ubicar la posición de la primera estación en el tablero de manera de asegurarnos que las siguientes estaciones queden representadas en la superficie del tablero. Luego de colocar un papel en blanco sobre el tablero y se marca la primera estación teniendo este recaudo. Una vez marcado este primer punto se estaciona sobre ese punto en el terreno; la mayoría de las alidadas tienen un sencillo dispositivo que permite colocar una plomada para hacer coincidir el punto dibujado en el tablero con la estación marcada en el terreno (Fig. 6-8). Luego, con la brújula declinatoria, se marca la dirección del norte magnético sobre el papel. La brújula declinatoria posee una caja rectangular cuyo

borde externo es paralelo a la dirección NS dibujada en su interior, cuando la aguja imantada está ubicada en esta dirección el borde de la caja está también en la dirección NS. Por poseer una aguja relativamente larga, la brújula declinatoria es muy precisa.

Esta es la manera de orientar el tablero en la primera estación. Para orientar el tablero en las estaciones sucesivas se utiliza la dirección que une la nueva estación con la anterior haciendo visual atrás.

Levantamientos de puntos

Por estadimetría

Desde el punto estación se pueden levantar nuevos puntos por radiación. Se visa la mira estadimétrica colocada en el nuevo punto apoyando el borde biselado de la regla de la alidada (orilla fiducial) en el punto dibujado en el tablero donde se está estacionado. Se lee en la alidada el ángulo vertical y la distancia taquimétrica para calcular mediante arco Beaman, la distancia corregida y el desnivel (ver Anexo III).

Con un lápiz se traza una línea que pasa por el punto donde se está estacionado extendiéndola en la dirección del punto visado y con el escalímetro se marca la posición de éste según la distancia corregida y se anota el número del punto y su cota. Algunas alidades poseen reglas graduadas intercambiables con distintas escalas adosadas a un sistema de pantógrafo para facilitar el marcado de los puntos.

Para dibujar sobre la plancheta se usan lápices 3H a 9H para asegurar trazos muy finos y para que el carbón de los trazos no se corra al mover la alidada sobre el tablero.

Por intersección

La ubicación de un punto por intersección resulta de la observación de dicho punto desde dos posiciones distintas. A' y B' son dos puntos sobre el papel correspondientes a dos estaciones, A y B del terreno, cuya separación y ubicación relativa es conocida (Fig. 6-10). Se estaciona la plancheta sobre la estación A, se horizontaliza, se apoya la regla de la alidada sobre la línea A'B' del tablero y se lo gira (junto con la alidada) hasta visar el punto B. En esta posición la línea A'B' dibujada en el papel coincide con la línea AB del terreno, esto es, el tablero está orientado.

Se mueve luego la alidada y se visa el punto C, que puede ser cualquier accidente de terreno que pueda también ser fácilmente identificado desde la estación B', es decir, no es necesario que el punto C sea ocupado por la mira. Se marca una línea con el lápiz sobre la regla de la alidada que pase por A' en la dirección a C y se mide el ángulo vertical (Fig. 6-10a). De manera similar se pueden visar otros puntos.

Se estaciona ahora la plancheta sobre el punto B. Se apoya la alidada sobre la línea A'B' y se gira el tablero hasta visar A. En este momento la plancheta está orientada (con visual atrás). Desde B se visa el punto C. Se marca una línea con el lápiz sobre la regla de la alidada que pase por B' en la dirección a C. En la intersección de las dos líneas se encuentra el punto C' (Fig. 6-10b).

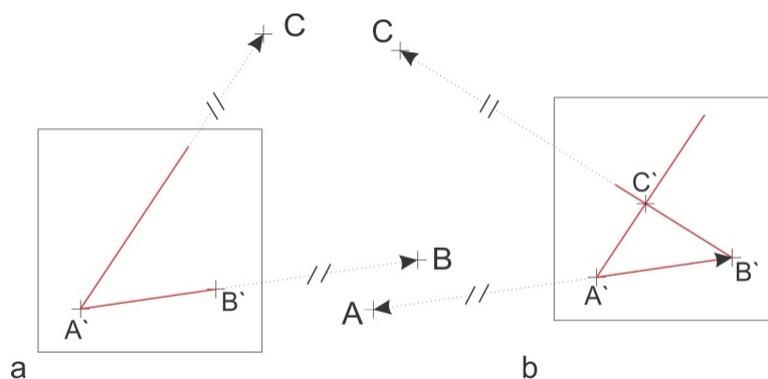


Figura 6-10. Determinación del punto C por intersección.

Como la distancia horizontal D entre A y C queda ahora definida, al conocer el ángulo vertical medido desde A a C , se puede obtener el desnivel entre ambos puntos mediante nivelación trigonométrica.

Por resección

La resección con plancheta consiste en determinar la posición de la estación en el tablero sabiendo que ésta se encuentra sobre una línea previamente dibujada visando otra estación que sí está dibujada en el tablero. Estacionado en A , con el tablero orientado con la estación B , se visa la estación C , se marca con una línea esta dirección en el tablero y se mide el ángulo vertical (Fig. 6-11a). Se abandona la estación A y se instala el tablero en C orientándolo con A (Fig. 6-11b). Desde C se visa B , determinándose la posición de la estación C en el tablero por la resección de la línea que pasa por B con la línea anteriormente dibujada. Como se conoce ahora la distancia horizontal entre los puntos A y C y el ángulo vertical entre ambos, se puede determinar la cota de C como en el caso anterior.

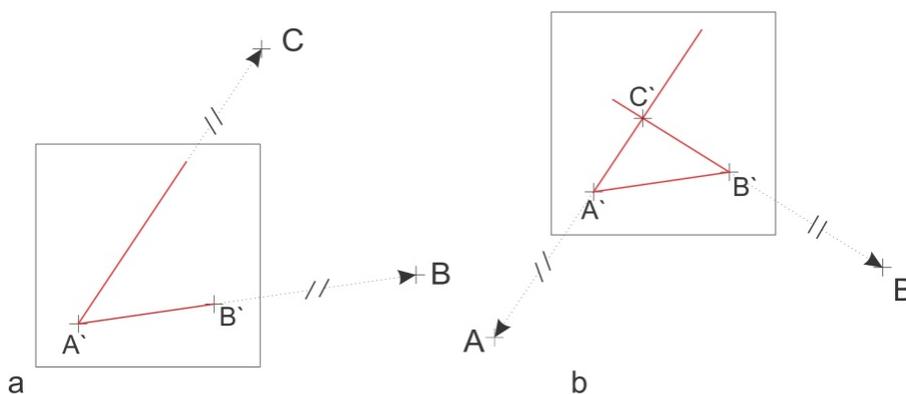


Figura 6-11. Determinación del punto C por resección.

Punto de paso

El punto de paso es una metodología que se suele utilizar para vincular un sector del levantamiento con otro sector cuando el área intermedia entre ambos es de escasa relevancia o para vincular un sector con otro a través de una zona que por sus características resulta inapropiada

para poner una estación e instalar el tablero. Es decir, el punto de paso es un punto del itinerario que no es ocupado como una estación. En el ejemplo de la figura 6-12, se quiere pasar de la estación F a la estación G mediante el punto de paso P ubicado en una divisoria topográfica.

En la figura 6-12a, la plancheta se encuentra estacionada sobre el punto F y fue orientada haciendo visual atrás hacia el punto E. Desde la estación F se visa la mira ubicada en el punto P (punto de paso); se determina la distancia taquimétrica, se calcula la distancia horizontal y se marca a escala en el papel el punto P'. En tanto el mirero se queda en el punto P, el operador de la plancheta la traslada a la estación G. Como el punto G' aún no está marcado en el papel, la única forma de orientar el tablero en G es mediante la brújula declinatoria. Una vez orientada la plancheta, apoyando la regla de la alidada en el punto P' del tablero se visa el punto P (Fig. 6-12b), se determina la distancia taquimétrica y se calcula la distancia horizontal entre el punto P y el punto G donde se está estacionado. Se dibuja una línea hacia atrás desde P' y se traslada a escala la distancia PG, pudiéndose de esta manera determinar la posición del punto G'.

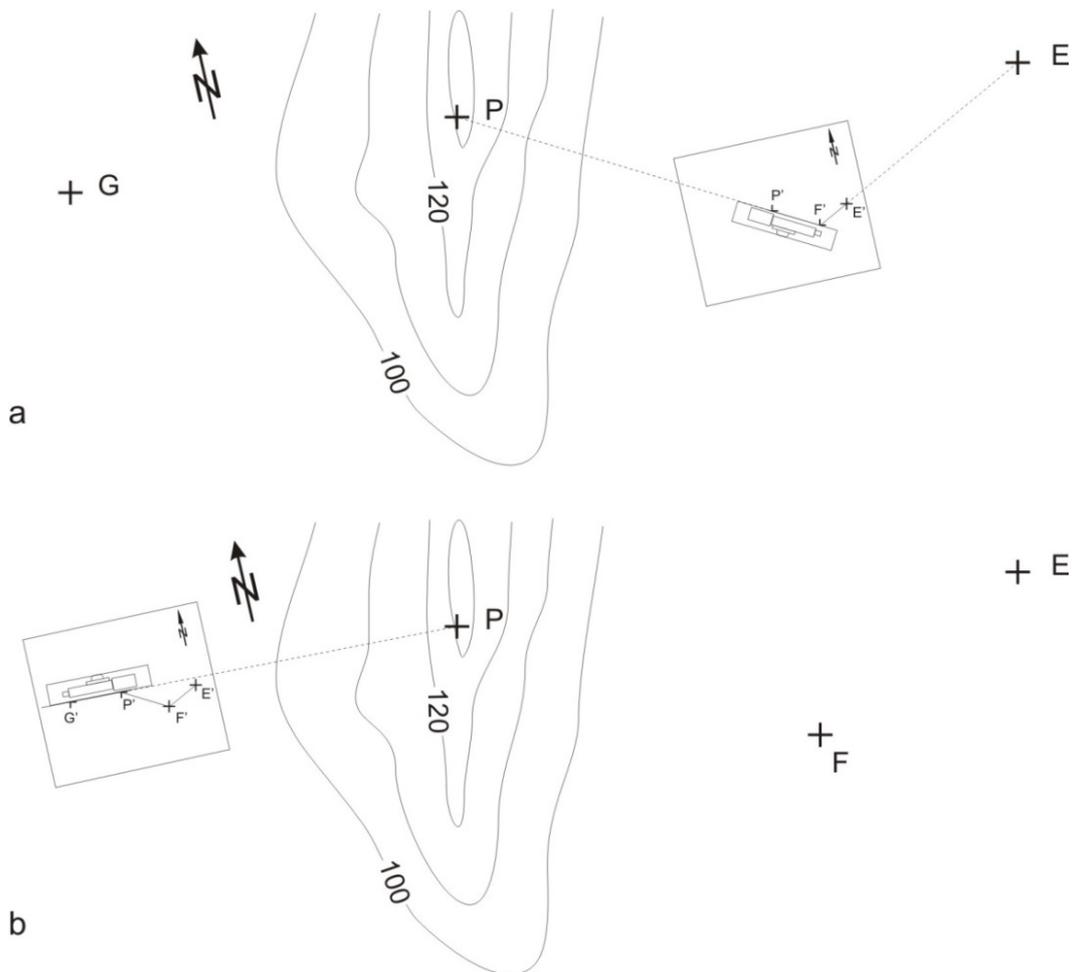


Figura 6-12. Explicación en el texto.

Levantamiento de detalle con estación total o teodolito

En algunos casos el levantamiento geológico requiere una topografía con una precisión mayor que la que tienen los modelos de elevación digital (90 m en el SRTM, Shuttle Radar Topography Mission o 30 m en el de Nasa-Japón a partir de pares estereoscópicos ASTER) que se pueden obtener gratuitamente de la red Internet. Por ejemplo en el caso de distritos mineros, especialmente en la etapa de exploración, el contacto entre unidades geológicas, la ubicación de estructuras mineralizadas, o de labores como trincheras y pozos puede requerir del geólogo un levantamiento geológico-topográfico de detalle. En las etapas más avanzadas de la exploración, o de preparación, seguramente se requerirá de la labor de un topógrafo.

Uno de los instrumentos más utilizado en los trabajos topográficos es la estación total o el teodolito en caso de no contar con la primera.

Los principios del levantamiento topográfico-geológico con estación total o teodolito, no difieren sustancialmente de los presentados anteriormente cuando describimos los utilizados en el levantamiento con brújula. La diferencia radica en el mayor grado de precisión que se alcanza con estos instrumentos.

Teodolito

El teodolito es un goniómetro mecánico-óptico que permite medir ángulos horizontales y verticales e, indirectamente, distancias y desniveles. Aunque son muy variados en cuanto a formas, sistema de lectura de ángulos y precisión, sus componentes principales son comunes a todos. Está formado por un anteojo montado sobre un soporte que permite que las visuales que se hagan a través de él puedan dirigirse a cualquier punto del terreno.

Esta línea visual se llama eje de colimación, C - C' en la figura 6-13. El anteojo está vinculado a un eje horizontal, H - H' o eje secundario, perpendicular al eje de colimación, que posibilita que aquel se mueva en un plano vertical para poder visar puntos por encima y por debajo del plano horizontal (ángulo α Fig. 6-13). El anteojo puede girar 360° alrededor del eje horizontal.

El conjunto anteojo-eje horizontal y su soporte, denominada alidada, giran solidariamente según un eje vertical V - V' o eje principal, perpendicular al anterior. Este permite ubicar el eje de colimación en cualquiera de los infinitos planos verticales que pasan por él. El eje de colimación debe cortar al eje vertical.

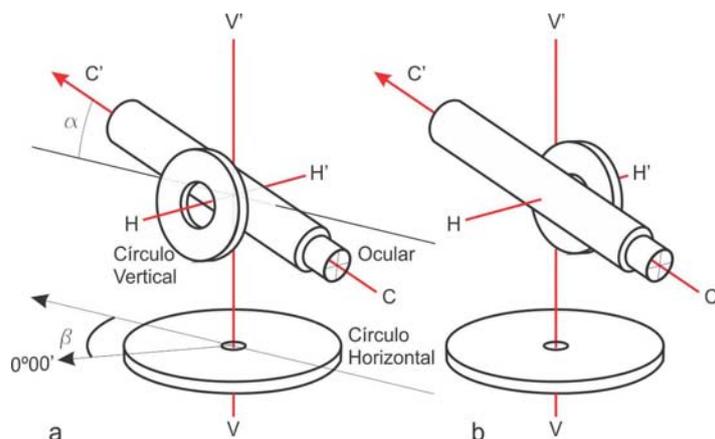


Figura 6-13. Ejes de un teodolito y círculos de medición de ángulos. Posición I con el círculo vertical a la izquierda. b) Posición II luego de girar el anteojo más de 180° sobre el eje horizontal.

Los ángulos verticales se miden sobre un círculo graduado o limbo vertical solidario con el anteojo y el eje horizontal. Como el anteojo puede girar 360° sobre el eje horizontal, se pueden leer los ángulos en dos posiciones, Posición I, con el círculo vertical a la izquierda o la Posición II con el círculo vertical a la derecha (Fig. 6-13). El limbo vertical puede estar graduado en cuadrantes o en graduación corrida de 0° a 360°. En el segundo caso, cuando el valor 0° está en la línea paralela al eje de colimación (Fig. 6-14a) se miden ángulos de altura (positivos por arriba del horizonte o negativos por debajo). Si el 0° está en posición perpendicular a la dirección del eje de colimación se dice que el teodolito es cenital (0 en el cenit, Fig. 6-14b) y los ángulos verticales serán cenitales o nadirales (0 en el nadir). La mayoría de los teodolitos son cenitales.

Los ángulos horizontales se miden sobre un círculo graduado horizontal o limbo acimutal fijado a la base del teodolito, están graduados en el sentido de las agujas del reloj en grados sexagesimales o en centesimales, 360° o 400°, la mayoría de los teodolitos usados en nuestro país corresponden a los del primer tipo.

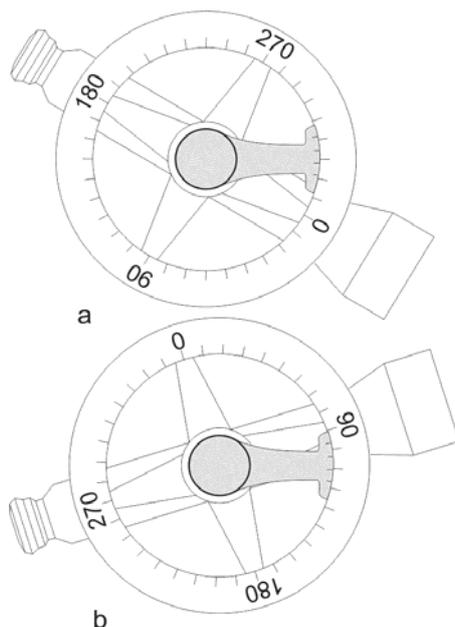


Figura 6-14. Distintas graduaciones del limbo vertical. a) Medida del ángulo vertical desde el horizonte (teodolito de altura) b) Medida del ángulo vertical desde el cenit (teodolito cenital)

Los teodolitos antiguos, como el de la figura 6-15, tenían limbos metálicos de plata grabados con trazos finos. En los teodolitos que podrían llamarse de segunda generación, los limbos están contruidos de cristal, son los llamados teodolitos ópticos, en los que las graduaciones pueden hacerse con gran fineza sobre la pieza de cristal. Las lecturas se hacen por transparencia a través de microscopios. En el Anexo I se muestran ejemplos de lectura de ángulos en diferentes modelos de teodolitos. En los teodolitos modernos, electrónicos, los limbos son virtuales, y los valores de los ángulos se leen en un *display* de cristal líquido. Los datos se pueden compilar en tarjetas magnéticas con interface para su traslado a PC, facilitando y acelerando el trabajo de campo y gabinete.

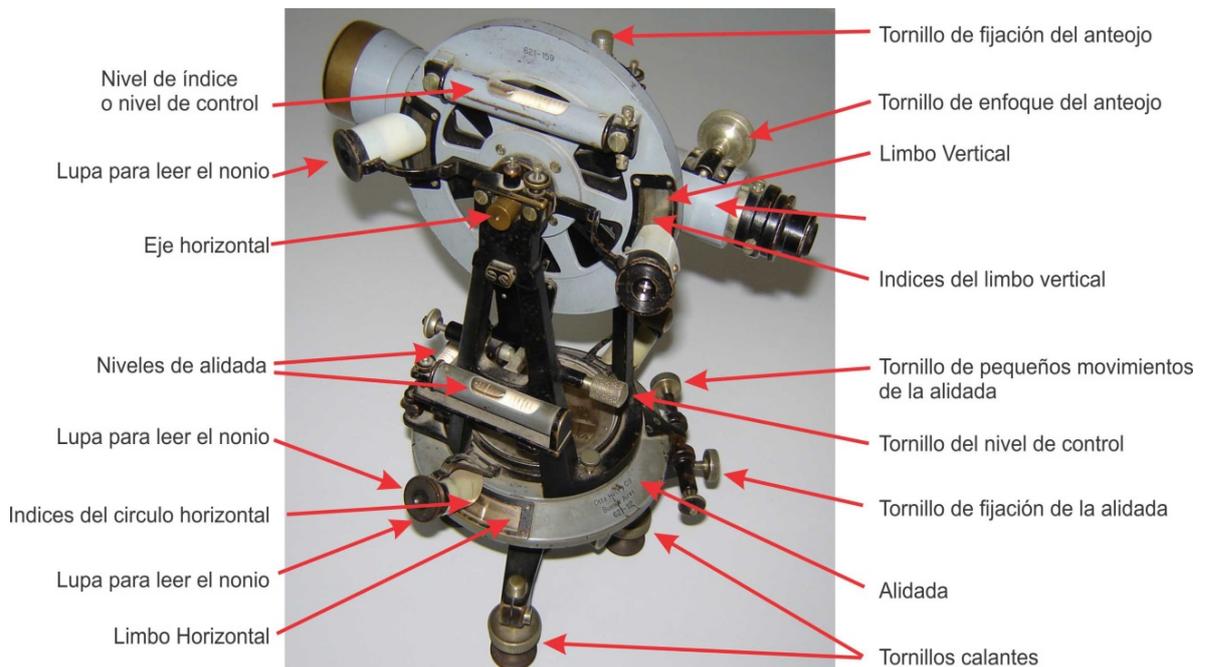


Figura 6-15. Principales partes del antiguo teodolito repetidor Gustav Heyde (en la Posición I, con el círculo vertical a la izquierda).

En la figura 6-16 se muestra el teodolito electrónico Stonex con *display* de LCD en el que simultáneamente se indican los ángulos horizontales y verticales. La precisión en la lectura de ángulos de estos instrumentos es muy grande, generalmente se puede elegir trabajar con precisión de 1" o de 5".



Figura 6-16. Teodolito electrónico Stonex.

Tipo de teodolitos

Simple

En los teodolitos simples el limbo horizontal está fijo a la base del instrumento, solo gira la alidada.

Reiteradores

Los teodolitos reiteradores, si bien tienen un solo eje vertical, permiten mediante un tornillo de corrimiento, girar el limbo horizontal.

En estos teodolitos los ángulos horizontales, cuando se quiere hacer un promedio entre varias mediciones, se miden por reiteración, es decir se mide el mismo ángulo en varias posiciones del limbo. Al poder girar el limbo horizontal se compensan los errores debidos a los defectos de graduación del limbo.

Repetidores

Los teodolitos repetidores poseen dos ejes verticales co-axiales, uno para el giro de la alidada y otro para el giro el limbo horizontal. Además, el limbo horizontal puede girar junto con la alidada.

Un tornillo de pequeños movimientos del limbo hace posible visar un punto determinado con un valor prefijado, por ejemplo 0° . Esta característica permite sumar n mediciones de un mismo ángulo y tomar el promedio como valor probable.

El método de medición de ángulos horizontales por repetición consiste en:

- 1- Se fija el limbo, se gira la alidada hasta la posición próxima a $0^{\circ}00'00''$, se fija la alidada y con el tornillo de pequeños movimientos de la alidada se lleva el índice al valor $0^{\circ}00'00''$.
- 2- Se libera el tornillo del limbo, se visa en forma aproximada el primer punto girando el conjunto alidada-limbo, se fija el limbo y con el tornillo de pequeños movimientos del limbo y se

visa de manera ajustada el primer punto, haciendo coincidir el hilo vertical del retículo con la señal. El índice seguirá marcado $0^{\circ}00'00''$.

3- Se libera la alidada y se visa el segundo punto (primero de manera aproximada y luego con el tornillo de pequeños movimientos de la alidada); se lee el ángulo horizontal.

4- Se libera el limbo y se vuelve a visar el primer punto como en 2.

5- Se repite el paso 3. El nuevo ángulo leído será el doble del anterior.

6- Se repite varias veces el procedimiento resultando el valor angular final la sumatoria de ángulos dividido el número de repeticiones.

Estación total

La incorporación del distanciómetro electrónico al teodolito electrónico dio como resultado la creación de la Estación Total (Fig. 3-24), en el que se combina la óptica de alta tecnología con el desarrollo más reciente en computadoras. La Estación Total es un instrumento más avanzado que el teodolito para el trabajo de levantamiento topográfico o geológico.

El *display* de la estación total, además de mostrar los valores angulares horizontal y vertical, muestra las distancias, inclinada y horizontal y el desnivel. Asimismo, si se parte de una estación de coordenadas conocidas con la estación orientada, es decir con el 0 de limbo en el norte de cuadrícula, el equipo entrega las coordenadas cartesianas del punto visado. Los datos levantados se guardan en una memoria que luego pueden ser "bajados" a una PC para su procesamiento digital y confección del mapa. Una de las grandes ventajas de levantamientos con estación total es que al automatizarse la toma de datos se eliminan los errores de lectura, anotación, transcripción y cálculo.

Condiciones de exactitud

Para que el teodolito y la estación total funcionen correctamente deben cumplirse una serie de condiciones:

El eje horizontal HH' de rotación del círculo vertical debe ser perpendicular al eje vertical

Si esta condición no se cumple ocurrirá un error de inclinación. En los teodolitos modernos/estación total esta condición está garantizada por el fabricante.

El eje de colimación CC' debe ser perpendicular al eje horizontal

En los teodolitos modernos/estación total esta condición también está garantizada por el fabricante.

El eje vertical VV' debe pasar por el centro del círculo horizontal

Este es el error de excentricidad de la alidada. En los teodolitos con índices dispuestos diametralmente opuestos en el círculo horizontal, el error angular inducido por la excentricidad de la alidada se elimina promediando los valores leídos en cada índice.

En una visual horizontal el eje de colimación CC' y el nivel de control del círculo vertical deben ser paralelos

El incumplimiento de esta condición genera el error de índice del círculo vertical que se traduce en un error en la medida de un ángulo vertical. Se corrige promediando los valores del ángulo medidos en posición directa e invertida del anteojo.

Los teodolitos electrónicos y estaciones totales no poseen nivel de control del círculo vertical. Una ligera falta de verticalidad que pudiera afectar las medidas de ángulos verticales se compensa automáticamente de manera óptica.

El eje de colimación debe cortar al eje vertical

Si esta condición no se cumple, el teodolito/estación total tiene error de excentricidad del eje de colimación que produce un error en la medición de ángulos horizontales. Este error se corrige tomando mediadas mediante el método de Bessel, que consiste en leer primero el valor angular en la posición directa del anteojo (círculo vertical a la izquierda) y luego de dar una vuelta de campana al anteojo, leer el valor angular en la posición invertida. El valor correcto, libre del error de excentricidad del eje de colimación, será el promedio de los dos ángulos medidos.

Puesta en estación

Para medir correctamente ángulos horizontales y verticales el eje vertical $V V'$ del teodolito o estación total debe coincidir con la vertical del lugar. A continuación se enumeran los pasos a seguir para la puesta en estación:

- (1) Ajustar las patas del trípode para obtener una altura apropiada.
- (2) Ubicar el trípode sobre la estación con la plomada.
- (3) Ajustar cada pata del trípode para que la placa superior quede lo más horizontal posible.
- (4) Poner el teodolito/estación total sobre la placa y ajustar el tornillo para fijarlo.
- (5) Nivelar el instrumento con los tornillos calantes y el nivel circular.
- (6) Mirar la plomada óptica y enfocar el retículo hasta ver claramente la marca.
- (7) Aflojar el tornillo central del trípode que sostiene el teodolito/estación total y, mirando por la plomada óptica, mover el teodolito hasta que la marca central de la plomada coincida con la estación.
- (8) Moviendo los tornillos calantes centrar nuevamente la burbuja del nivel circular.
- (9) Medir la altura del eje horizontal (altura del aparato)

Nivelar con precisión el nivel tubular

(10) Poner el nivel tubular paralelo a un par de tornillos calantes y girar estos al mismo tiempo en sentido opuesto hasta centrar la burbuja (Fig. 6-17).

(11) Girar la alidada 90° y centrar la burbuja con el tercer tornillo calante.

(12) Girar 90° y repetir (10) y (11) hasta estar seguro que la burbuja se mantiene centrada cuando se gira en cualquier dirección.

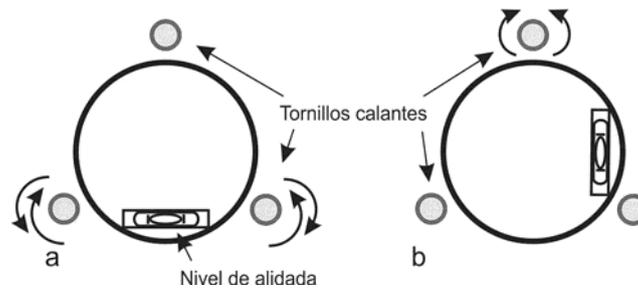


Figura 6-17. Centrado del nivel de alidada de la base del teodolito.

Si esto no se cumple, el eje del nivel de alidada no es normal al eje vertical y debemos corregirlo. Para ello se procede de la siguiente manera: se centra la burbuja del nivel de alidada paralelo a dos tornillos calantes como se indicó anteriormente (10) y luego se gira la alidada 180° , la burbuja se desviará en una magnitud igual al doble del error de inclinación del eje vertical. Luego se corrige la mitad de la desviación de la burbuja con los tornillos calantes y la otra mitad con el tornillo de corrección del nivel. Realizada esta operación se gira la alidada 90° , centrando la burbuja con el tercer tornillo calante. La burbuja debe conservarse centrada en cualquier posición de la alidada.

Ajuste del ocular

(13) Sacar la tapa del telescopio

(14) Apuntar el telescopio al cielo y girar el anillo de ajuste del ocular hasta ver nítida la cruz del retículo.

Levantamiento de puntos

Independientemente del instrumento utilizado, el levantamiento seguramente se hará apoyado en una poligonal y la manera más conveniente de medir los ángulos horizontales es con el instrumento orientado, con el 0 del limbo horizontal en el norte de cuadrícula. Esta manera de trabajar es especialmente conveniente con estación total, ya que este equipo tiene la posibilidad de calcular y guardar en su memoria las coordenadas cartesianas y cotas de los puntos levantados. Para que esto sea posible deben cargarse inicialmente las coordenadas y cota del punto estación y el instrumento debe estar orientado.

Orientación del teodolito/estación total

Para poder orientar la estación total (igual para teodolito), debe haber en el área de levantamiento dos puntos de coordenadas conocidas (puntos trigonométricos) o un punto trigonométrico y un pilar de acimut. En el primer caso, fácilmente se puede calcular el acimut entre ambos puntos trigonométricamente (Capítulo 1, Fig. 1-18). La estación total lo calcula automáticamente si tiene los puntos guardados en su memoria. Si se trabaja con un teodolito y este es electrónico, una vez conocido o calculado el acimut entre el punto estación y el punto de referencia, se enciende el equipo (en el punto estación), se libera el tornillo de grandes movimientos de la alidada, se la gira manualmente hasta aproximar a ese acimut, se la fija con el mismo tornillo y con el de pequeños movimientos se la mueve hasta que aparezca ese ángulo en el *display*. Pulsando la tecla HOLD (retener) ese valor angular quedará retenido en el *display*. Luego se gira la alidada hasta visar la señal en el punto de referencia y con el tornillo de pequeños movimientos se hace coincidir el hilo vertical de a cruz del retículo con ésta y al pulsar nuevamente la tecla HOLD, la alidada quedará orientada.

Cuando se opera con estación total antes de comenzar el trabajo deben medirse la altura del aparato (altura sobre el punto estación del eje horizontal, lo mismo para teodolito) y la altura del espejo y cargar ambas medidas en la memoria.

Para el visado de un punto, en primer lugar se libera el anteojo y la alidada aflojando los tornillos de presión que los sujetan (tornillos de grandes movimientos), se mueve la alidada apuntando al punto a visar con el visor óptico externo que tienen el anteojo y se ajustan los tornillos de grandes movimientos de la alidada (eje vertical) y del anteojo (eje horizontal), luego de esta operación la señal en el punto a visar debería estar en el campo del ocular. Moviendo luego los tornillos micrométricos de pequeños movimientos de la alidada y del anteojo se lleva la cruz del retículo al centro del espejo, si se está trabajando con una estación total, o al centro de la mira estadimétrica si se está haciendo taquimetría. En el primer caso se procede a medir el punto y luego grabarlo en la memoria. En el segundo caso, se debe anotar en una planilla (Tabla 6-2) los valores angulares (acimut y vertical) y los valores donde los hilos superior, medio e inferior cortan la mira.

Tabla 6-2

aa	Punto estación	Punto visado	Acimut	Angulo Vert.	Hilo S	Hilo M	Hilo I	Distancia taquim.	Distancia horizontal	Desnivel	Cota	Observaciones

Elección de los puntos a levantar

Para una correcta representación gráfica del relieve se debe buscar un equilibrio entre la cantidad de puntos relevados, tiempo requerido y ubicación de los mismos. Es evidente que cuantos más puntos se levanten más posibilidades habrá de ajustar el mapa topográfico para

que sea una representación más fiel del terreno. Sin embargo es necesario considerar algunas reglas que facilitarán el trabajo.

Cuando se trabaja con brújula, teodolito, Estación Total o GPS diferencial, es decir, cuando no se dibuja el mapa a medida que el levantamiento progresa, como es el caso de la plancheta y alidada, suele ocurrir que al momento de elaborar el mapa se advierte que hay sectores con exceso de puntos relevados y otros donde estos son escasos para una correcta representación del relieve. Para evitar esta situación, una manera apropiada de cubrir el área del levantamiento, es realizar itinerarios más o menos paralelos, con una equidistancia apropiada, tratando de que sean normales al escurrimiento superficial, limitándose a levantar los puntos en los quiebres de pendiente, ya que de esta manera el dibujo se ajustará más fielmente al relieve (Fig. 6-18).

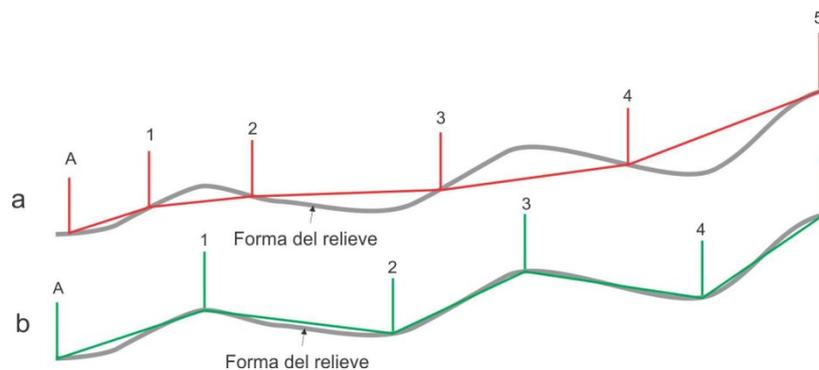


Figura 6-18. La línea negra representa el terreno en un perfil topográfico. a) La línea roja representa el relieve a través de puntos levantados sin tener en cuenta los quiebres de pendiente. b) Con igual cantidad de puntos el relieve se ajusta mucho mejor al verdadero al elegir los puntos a levantar en los quiebres de pendiente.

Otro factor importante a tener en cuenta y que facilitará el dibujo de las curvas de nivel en el mapa es levantar adecuadamente el drenaje para poder marcar las V topográficas.

Antes de comenzar con el trazado de las curvas de nivel, debemos volcar al mapa los cursos de agua, principales y afluentes. Cuanto más detallada sea la representación de la red de drenaje, más fiel a la realidad será la representación del relieve mediante las curvas de nivel. Otro factor a tener en cuenta antes de comenzar a interpolar entre los puntos acotados para trazar las curvas de nivel es acompañar cuidadosamente la geomorfología del terreno. Por ejemplo en una zona de relieve suavemente ondulado, con lomadas paralelas como pueden ser los cordones de conchilla del litoral bonaerense, las curvas de nivel deben acompañar ese relieve.

Referencias

- Brunton Compass. Pocket Transit, Instruction Manual. <https://kooters.com/pdf/BruntonTransit-inst.pdf>
- Casanova Matera, L. (2002). *Topografía plana*. Universidad de los Andes, Facultad de Ingeniería, Departamento de Vías. Mérida, Venezuela.

- Coe, A.L., Argles, T.W., Rothery, D.A. y Spicer, R.A. (2010). *Geological field techniques*. Angela L. Coe (Ed). John Wiley & Sons, Ltd., Publication.
- Compton, R. (1962). *Manual of field geology*. 378p. New York.: John Wiley and Sons.
- Freeman, T. (1999). *Procedures in field geology*. Malden (Massachusetts): Blackwell Science.
- Lahee, F. (1970). *Geología práctica*. 3era. ed. española. Madrid: Omega.
- Lisle, R.J., Brabham, P.J. & Barnes, J.W. (2011). *Basic Geological Mapping*. Fifth Edition. Oxford: John Wiley & Sons.
- Low, J. (1961). *Geología de campo*. 2a. ed. española, tomada de la 1ra. ed. norteamericana. México: Com. Ed. Cont..
- McClay, K. (1988). *The mapping of geological structures*. Chichester, West Sussex: John Willey and Sons.
- Muller, R. (1937). *Compendio general de topografía*. Tomo I, Agrimensura y catastro 2a. ed. Buenos Aires: Roberto Muller.

CAPÍTULO 7

El GPS en el levantamiento geológico

Horacio Echeveste y Luciano López

Introducción

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS, *Global Positioning System*) es un sistema de navegación mundial desarrollado por los EEUU a partir del año 1973. Inicialmente pensado con fines militares, la disminución de los costos de los equipos receptores y el acceso libre a la señal de los satélites lo ha transformado en una herramienta de uso cada día más generalizado, tanto con fines profesionales, científicos y técnicos como recreativos.

El GPS se ha convertido en la herramienta más potente para el posicionamiento geográfico, proporcionando la posibilidad de adquirir la ubicación espacial para puntos fijos o en movimiento, con una precisión que varía desde algunas decenas de metros a unos pocos milímetros.

La introducción del GPS en el mapeo geológico marcó un cambio profundo y conceptual para la determinación de las coordenadas de un punto en el espacio, respecto a los levantamientos topográficos con métodos ópticos (como el nivel, teodolito o estación total). Si bien el sistema GPS presenta limitaciones cuando la señal es deficiente o nula, como ocurre en ciertos ambientes (urbanos, interior mina, zona densamente vegetadas), el GPS ofrece diversas ventajas sobre las técnicas topográficas convencionales:

- No se requiere que las estaciones o puntos de observación sean intervisibles.
- La precisión del GPS sufre poca degradación por causa de los agentes atmosféricos como lluvia, nieve, temperaturas altas o bajas o humedad.
- Es más rápido que los métodos convencionales y requiere de un solo operador.
- El GPS proporciona resultados en diversos sistemas de coordenadas.
- Los resultados del GPS son digitales y se transfieren fácilmente a los sistemas de cartografía asistidos por computadora o GIS.

El sistema GPS está integrado por tres componentes principales, los satélites, las estaciones de tierra y los receptores (a los que llamamos corrientemente GPS).

Componentes del sistema

Satélites

Debido a la relevancia estratégica que supone para un país contar un sistema propio de satélites, son varios los países que han desarrollado (o están en desarrollando), una red de satélites para el posicionamiento global. Sin embargo, los costos para establecer una red operativa son muy elevados ya que es necesaria una red de, al menos, 24 satélites operando simultáneamente para establecer una cobertura global. Las dos redes operativas hasta el momento son la NAVSTAR-GPS (o simplemente GPS) (EEUU), y GLONASS (Rusia), mientras que hay dos redes en preparación, GALILEO (UE) y COMPASS (ex BeiDou) (China), que se espera que estén operativos en los próximos años. Asimismo en la actualidad hay receptores que pueden procesar simultáneamente las redes GPS y GLONASS, aumentando la velocidad en la recepción de la señal, las zonas de cobertura y la precisión de las mediciones.

El sistema de satélites más extendido es la red NAVSTAR-GPS (Navigational Satellite Timing And Ranging). Los satélites giran alrededor de la Tierra a unos 20.000 km de altura en seis órbitas con 4 satélites cada una (Fig. 7-1), distribuidos de tal manera que en todo momento al menos 6 de ellos puedan ser detectados desde cualquier punto de la tierra en condiciones de visión plena y sin obstrucciones del horizonte a su alrededor.

Cada satélite es un emisor de señales de radio que transmiten información sobre su posición en función del Tiempo Universal Coordinado (UTC). Transmiten dos tipos de frecuencias, cuyas señales pueden procesarse según dos códigos, uno para uso militar y para los receptores de uso civil.

Estaciones de tierra

Constituyen una red que está ligada con los satélites permitiendo que estos corrijan permanentemente su posición y sincronicen sus relojes atómicos con ellas y con los otros satélites (cada satélite cuenta con cuatro relojes atómicos).

Receptores

Están programados para recibir la señal de radio de los satélites y procesarla. La señal enviada por el satélite al receptor, es la hora UTC y la información acerca de la posición o efemérides de ese satélite en particular en cada momento. El receptor trabaja midiendo la distancia entre él y los satélites según el desfase producido entre la señal proveniente del satélite y una señal propia.

Fundamentos del sistema GPS

Como se mencionó anteriormente, el receptor del GPS obtiene la posición del satélite y el momento de la emisión de la señal. Si la velocidad es la relación entre distancia sobre tiempo,

la distancia que separa al satélite del receptor será igual a la velocidad de la señal emitida por el satélite multiplicado por el tiempo en llegar hasta el receptor. Al ser una señal electromagnética se desplaza a la velocidad de la luz que en el vacío es de aproximadamente 300.000 Km/s. Sin embargo las ondas de radio emitidas por los satélites viajarán a una velocidad menor que la velocidad de la luz en el vacío, ya que debe atravesar la atmósfera, además es relevante mencionar que la atmosfera no tiene una densidad constante en el tiempo. Esta discrepancia entre la velocidad teórica de la señal y la velocidad real de las ondas de radio son la mayor fuente de error en la precisión de la posición en los GPS.

Si se asume la velocidad de la señal como la velocidad de la luz y se conoce el tiempo transcurrido hasta su recepción, el receptor determina la distancia (r_1) que lo separa del satélite. Es decir que al captar la señal de un satélite (satélite 1) el receptor solo puede determinar que se encuentra en algún punto de una superficie esférica cuyo radio es r_1 (Fig. 7-2a). Al recibir la señal de un segundo satélite, el receptor puede determinar, que se encuentra en un punto del perímetro del círculo que se forma en la intersección de dos esferas, la de radio r_1 y la nueva esfera de radio r_2 que lo separa del satélite 2 (Fig. 7-2b). Cuando toma un nuevo satélite, la posición del receptor queda restringida a las dos posiciones generadas por la intersección de la nueva esfera de radio r_3 con el círculo anterior (Fig. 7-2c).

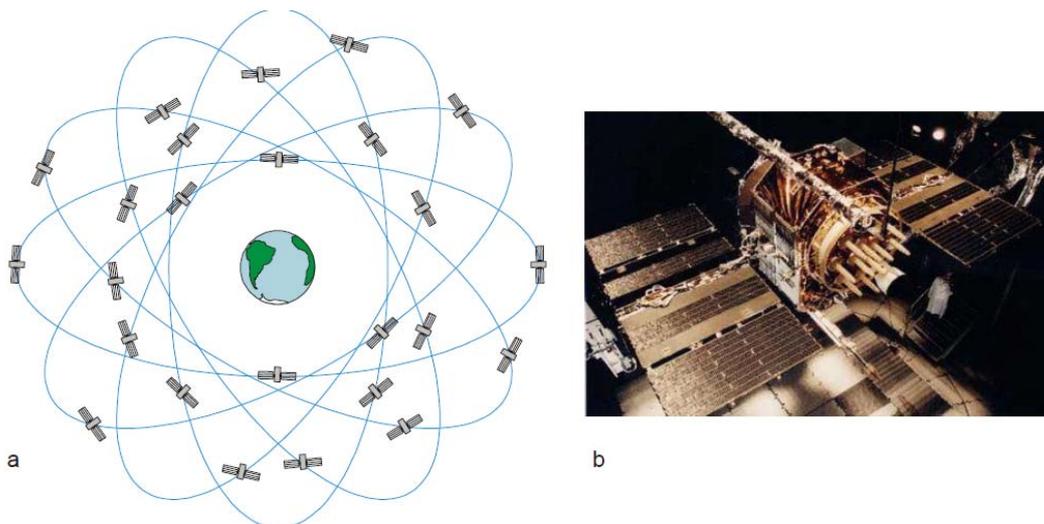


Figura 7-1. a) Reproducción a escala aproximada de las órbitas de los satélites del Sistema de Posicionamiento Global. b) Satélite NAVSTAR con sus pantallas solares.

El receptor usa la señal de tres satélites para calcular su posición mediante la trilateración que es un tipo de triangulación que en lugar de utilizar ángulos para ubicar un punto utiliza distancias. (Fig. 7-2d). De las dos posibles posiciones que se consiguen con este proceso utilizando tres satélites, solo una se ubica en la superficie de la Tierra, por lo que con tres satélites podría determinarse la posición del receptor. Un impedimento a esto es que el navegador cuenta con un reloj de cuarzo, con una precisión para medir el tiempo muy inferior a los relojes atómicos de los satélites que es de un nanosegundo. Es por ello que se utiliza la señal de un cuarto satélite para lograr ajustar el tiempo del receptor y de esta forma determinar la posición del navegador.

La mayoría de los receptores modernos son capaces de procesar hasta 12 satélites en forma simultánea (12 canales) y a partir de la calidad de la señal recibida de cada uno, determina con cuales cuatro efectuar éstos cálculos, valiéndose de ser necesario de los restantes para mejorar el cálculo de su posición.

Precisión en la ubicación

La precisión de ubicación obtenida con GPS puede variar de varios metros a milímetros dependiendo de varios factores:

- Tipo de receptor
- Tiempo de la medición
- Número de satélites visibles
- Geometría de los satélites visibles
- Procedimiento en la recolección de datos
- Interferencia producida por el rebote de la señal en edificios y montañas cercanos
- La mayoría de los receptores entregan, junto con el dato de ubicación, una estimación del error absoluto de posición. En el caso de los navegadores Garmin etrex el error está expresado directamente en metros.

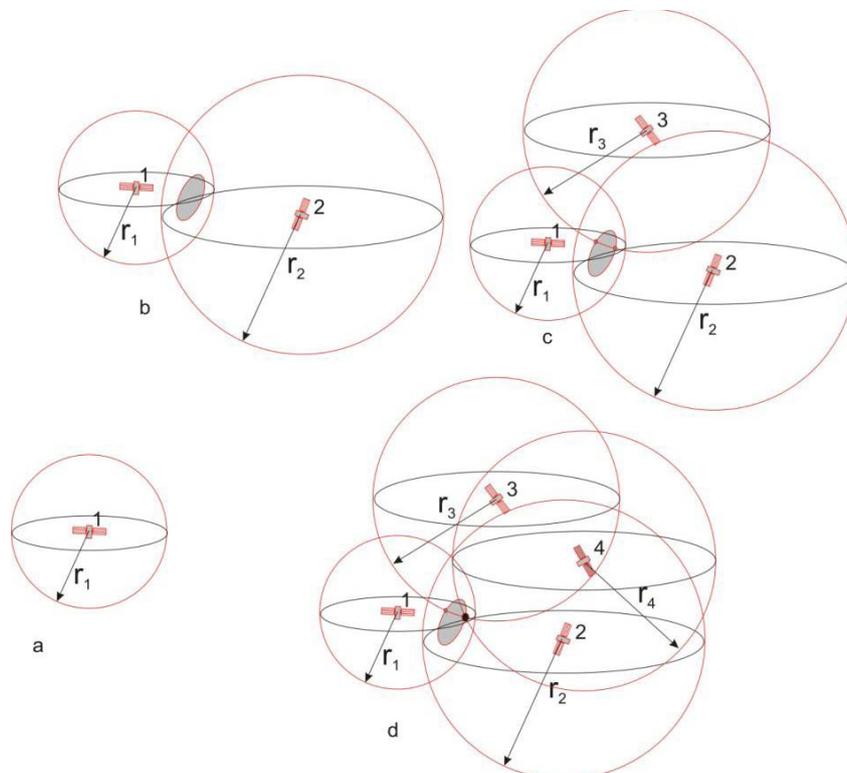


Figura 7-2. Recepción de las señales provenientes de 1, 2, 3 y 4 satélites, explicación en el texto.

De manera general se puede decir que la precisión en la determinación de las coordenadas horizontales es de dos a cinco veces superior a la determinación de la cota. Hasta mayo de 2000, debido al carácter militar del sistema GPS, el Departamento de Defensa de los Estados Unidos incluía un cierto grado de error aleatorio llamado disponibilidad selectiva (S/A) que variaba entre 15 y 100 metros. Restringiendo la mayor precisión para fines militares.

Cálculo de posición diferencial

El DGPS o GPS diferencial es un sistema de cálculo de posición que permite obtener una gran precisión por medio de correcciones a partir de una estación base, fija. La premisa subyacente es que dos receptores que están relativamente cerca, experimentarán errores atmosféricos similares. Para emplear esta metodología se requiere entonces el uso de al menos dos receptores, calculándose la posición de uno de ellos, unidad itinerante de posición desconocida, en relación a la de otro usado como referencia, base o estación base (Fig. 7-3). La precisión absoluta alcanzada en las coordenadas de mediciones GPS diferenciales dependerá de la precisión de las coordenadas de la estación de referencia en que se fundan los cálculos.



Figura 7-3. GPS diferencial. Estación base (sobre la estaca) y equipo móvil en proceso de coordinación previo al trabajo.

Con este sistema DGPS se pueden corregir en parte los errores debidos a:

- Propagación por la ionosfera – troposfera.
- Errores en la posición del satélite (efemérides).
- Errores producidos por errores en el reloj del satélite.

El sistema de correcciones funciona de la siguiente manera:

- 1) Se instala un receptor base en un punto con coordenadas conocidas.
- 2) Este calcula su posición a partir de los datos recibidos de los satélites.
- 3) Dado que su posición está bien definida, calcula el error entre su posición verdadera y la calculada, estimando el error en cada satélite.
- 4) Se envía estas correcciones al receptor itinerante a través de algún medio.

Alcances y aplicaciones básicas del receptor GPS

El primer y fundamental propósito al encender un GPS es determinar la posición espacial, planimétrica y altimétrica, que ocupa el receptor sobre la superficie terrestre en ese momento. Si la posición que entrega el GPS es cotejada por el usuario en una carta topográfica o mapa georreferenciado, resulta imprescindible considerar dos aspectos importantes para poder volcar esa información correctamente en el mapa:

- a) Que el GPS esté programado con el mismo datum con que la carta fue levantada.
- b) Que el GPS entregue las coordenadas del punto en el mismo sistema de coordenadas de la carta.
- c) Que el datum vertical del navegador es elipsoidal, mientras que una carta topográfica está realizada con un datum vertical optométrico

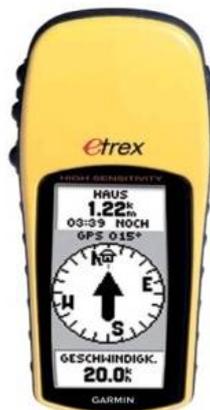


Figura 7-4. GPS Garmin eTrex.

Datum

En la primera parte de este apunte se informó acerca de la importancia de conocer en que datum el GPS está entregando los datos de posición, los GPS utilizan por defecto el datum WGS84, por lo tanto si definimos para nuestro trabajo otro datum (ej. Campo Inchauspe) es necesario configurarlo.

Existe una variedad de *software* que permiten gestionar los datos grabados en el GPS por ejemplo MapSource, Compe GPS. Otra opción es descargarlo directamente a un sistema de información geográfica (GIS).

Sistema de Coordenadas

La mayoría de los GPS tienen distintas opciones en la elección del sistema de coordenadas:

- Geográficas en grados, minutos, segundos y décimas de segundo
- Geográficas en grados, minutos y milésimas de minuto
- Geográficas en grados, y fracciones de grados
- Coordenadas planas UTM en metros o kilómetros
- Sistemas locales de distintos países

En el caso del Garmin eTrex, además de las indicadas previamente, permite programar un sistema de coordenadas planas definidas por el usuario, de gran utilidad cuando se requiere volcar puntos sobre cartas topográficas o geológicas de la República Argentina en coordenadas Gauss-Krüger.

Instrucciones para configurar las coordenadas del GPS en Gauss-Krüger

Con el botón Page se posiciona en el Menú y se selecciona Ajuste y luego Unidades. La primera opción de cambios de unidades es el formato de posición, seleccionar Parrilla Usuario, donde se podrá elegir el Origen de Longitud (expresada en grados), la Escala, el E Falso en metros y el N Falso en metros.

Ejemplo: sistema de coordenadas Gauss-Krüger Faja 2 (meridiano central en 69°) y datum Campo Inchauspe.

Origen de Longitud = 69°00'00"

Escala = 1

E Falso = 2.500.000,0

N Falso = 10.002.283,3

Es importante destacar que el falso N será distinto para los diferentes datum utilizados. En la Tabla 7-1 se muestran los valores que hay que utilizar para programar el GPS en coordenadas Gauss-Krüger en las distintas fajas con datum Campo Inchauspe y con datum WGS 84.

Faja	Origen de Longitud	Escala (factor)	Falso E	Campo Inchauspe	WGS84
				Falso N	
1	W 72°00'00.0"	1	1.500.000	10.002.283,30	10.001.967,70
2	W 69°00'00.0"	1	2.500.000	10.002.283,30	10.001.967,70
3	W 66°00'00.0"	1	3.500.000	10.002.283,30	10.001.967,70
4	W 63°00'00.0"	1	4.500.000	10.002.283,30	10.001.967,70
5	W 60°00'00.0"	1	5.500.000	10.002.283,30	10.001.967,70
6	W 57°00'00.0"	1	6.500.000	10.002.283,30	10.001.967,70
7	W 54°00'00.0"	1	7.500.000	10.002.283,30	10.001.967,70

Tabla 7-1: parámetros para configurar el sistema de coordenadas Gauss Krüger en un GPS.

Norte

Los GPS de gama media a alta poseen una brújula magnética, mientras que los de gama baja determinan la orientación en base al cambio de posición (el dispositivo debe estar en movimiento). Debe configurarse qué Norte se utilizará para las determinaciones de orientación, de esta forma podemos optar por el Norte Geográfico o Verdadero, al Norte de Cuadrícula (parrilla) o al Norte Magnético. En el caso que esté programado para entregar acimuts respecto al Norte Magnético, muestra también el valor en grados y el signo (oeste o este) de la declinación magnética y si está programado con el Norte de Cuadrícula da el valor de la desviación o variación magnética.

Determinación de un punto (Waypoint, Location o Land Marks)

Un nuevo punto o Waypoint (Garmin) puede ser guardado en la memoria del receptor de dos maneras diferentes:

- 1) Grabando la posición actual.
- 2) Cargando las coordenadas de altitud longitud y altura de forma manual o cargando un archivo de datos de posición a través de la PC.

En el primer caso solo basta con apretar una tecla enter, aunque es conveniente constatar primero el margen de error con que el receptor está entregando esa posición. Algunos receptores permiten calcular una posición promedio luego de una serie de mediciones repetidas.

En el segundo caso recordar que las coordenadas del punto o puntos que se ingresen estén en el mismo datum en el que el GPS está programado o con el que estemos trabajando.

Ruta

Una ruta es una serie de puntos que se deberá recorrer para llegar de un punto a otro. Normalmente la ruta puede programarse eligiendo puntos previamente guardados desde la memoria del GPS o ingresando puntos manualmente. Cuando se ha ingresado una ruta, el GPS informará, entre otras cosas, la distancia (en línea recta) y el acimut que lo separa de cualquiera de los puntos de esa ruta y si el usuario está en movimiento, su velocidad y el tiempo restante para llegar a un determinado punto.

Itinerarios (Tracks)

Un itinerario se obtiene como resultado de un recorrido. Cuando el usuario se mueve con el GPS encendido y la función tracking habilitada, el receptor graba una serie de puntos que los une mediante una línea recta. Este rastro es el Track Log que se irá guardando automáticamente junto con la hora en la memoria del GPS como una poligonal. Es una opción muy útil por ejemplo, para levantar el contacto entre dos unidades de roca o formaciones, solo se debe caminar sobre ese contacto con el GPS encendido con la función tracking programada.

La separación de los puntos puede estar dada por a) distancia, b) tiempo o c) resolución.

a) En el caso de tracking por distancia se debe programar cada cuántos metros el GPS tomará un trackpoint, esta opción dependerá de la longitud del itinerario y de la resolución con que se lo quiera reproducir. En la figura 7-5 a y b se representan dos itinerarios programados con distintas distancias, uno cada 25 m y otro cada 10 m, este último con mayor detalle aunque con un mayor consumo de memoria.

b) En el tracking por tiempo el punto se graba cada un determinado intervalo de tiempo (por ejemplo 30 segundos)

c) En el tracking por resolución el GPS evalúa permanentemente la necesidad o no de generar un nuevo trackpoint en función de la resolución con que ha sido programado. En este caso, la resolución es la distancia que el GPS debe desviarse hacia la derecha o izquierda del rumbo que lleva para guardar un trackpoint. Si se hace un itinerario recto el GPS no guardará un nuevo trackpoint.

En la figura 7-5 c y d se compara un tracking programado por distancia (c) con un tracking programado por resolución (d), este último con menos puntos y mejor reproducción del itinerario.

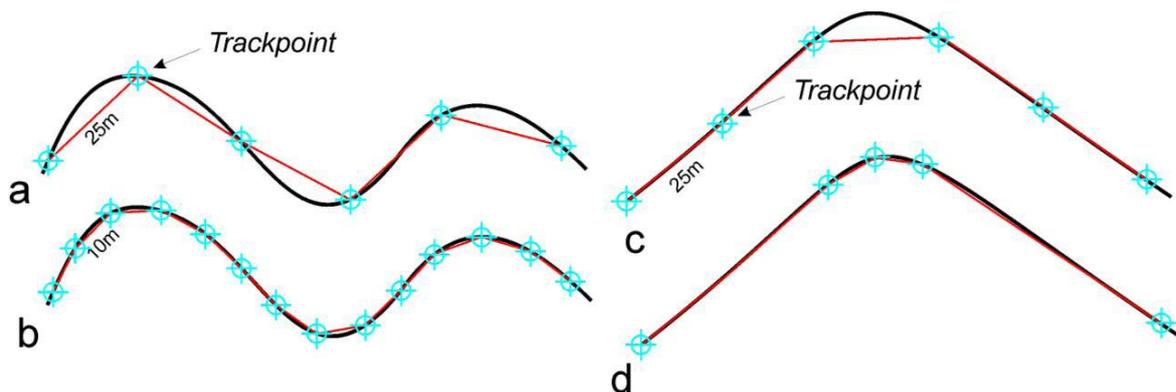


Figura 7-5. a) Tracking programado por distancia, 25 m. b) Tracking programado cada 10 m, mejor resolución alcanzada y mayor consumo de memoria. c) Tracking por distancia (25 m) y b) Tracking por resolución.

Ir a (GoTo)

Esta opción es de gran utilidad para la mayoría de los trabajos de campo, consiste simplemente en programar el GPS con un punto de destino al que se necesite llegar, el receptor indicará la distancia que lo separa de ese punto, el acimut que se deberá seguir para llegar a él, el acimut que se está siguiendo y el tiempo que se tardará en llegar en función de la velocidad con que se está desplazando.

Referencias

- Brasington, J., Rumsby, B.T., McVey, R.A., 2000. Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. *Earth Surface Processes and Landforms* v.25, 973–990.
- Daly, P. 1993. Navstar GPS and GLONASS: global satellite navigation systems. *Electronics & Communication Engineering Journal* v. 5 (6): 349 – 357.
- Galloway, D., Hoffmann, J., 2007. The application of satellite differential SAR interferometry-derived ground displacements in hydrogeology. *Hydrogeology Journal* v. 15: 133–154.
- Hofmann-Wellenhof, B.; Lichtenegger, H.; Collins. 1993. *Global Positioning System. Theory and practice*. J. Springer, Wien (Austria), 347 p
- Malet J.-P., O Maquaire, E Calais, 2002. The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France), *Geomorphology*, v. 43 (1–2): 33-54
- Müller M.D., A. Geiger, H.-G. Kahle, G. Veis, H. Billiris, D. Paradissis, S. Felekis, 2013. Velocity and deformation fields in the North Aegean domain, Greece, and implications for fault kinematics, derived from GPS data 1993–2009, *Tectonophysics*, v.597–598: 34-49.
- Torbjörn E. Törnqvist, Scott J. Bick, Klaas van der Borg, Arie F.M. de Jong. 2006. How stable is the Mississippi Delta? *Geology*, v. 34: 697-700

CAPÍTULO 8

La fotografía aérea como mapa base y fotogrametría digital

Horacio Echeveste y Luciano López

Introducción

La teledetección es la ciencia, técnica o arte de extraer información de un objeto a partir de un dispositivo que no está en contacto directo con él. La obtención de estos datos se realiza mediante sensores que pueden estar montados en aviones o satélites. Estos sensores pueden registrar distintos tipos de energía como la radiación electromagnética, la gravedad o el magnetismo, pero generalmente cuando nos referimos a sensores remotos o teledetección solemos aludir a los sensores que registran datos de la superficie terrestre a partir de la distribución de la energía del espectro electromagnético. En el caso de las fotografías aéreas la luz del sol (con longitudes de onda correspondientes al espectro visible) que es reflejada sobre la superficie de la Tierra es captada en el sensor de la cámara fotográfica, ya sea analógica como digital.

La fotografía aérea en el levantamiento geológico

El uso e interpretación de la fotografía aérea es una técnica utilizada en una gran variedad de actividades, desde militares a ingenieriles y constituye una herramienta utilizada como práctica auxiliar en el levantamiento geológico y en tareas de prospección y exploración minera y petrolera.

La fotografía aérea suele proporcionar un muy adecuado mapa base para el mapeo de unidades geológicas, facilitando las tareas de campo mediante una mejor planificación del trabajo, reducción en el tiempo de ejecución de las labores y permitiendo alcanzar mayor precisión en los resultados. Asimismo es de uso imprescindible en la confección de mapas topográficos a partir de técnicas fotogramétricas. En nuestro país el IGN ha relevado aerofotográficamente prácticamente todo el territorio nacional es escala 1:60.000 o 1:70.000. Otros organismo estatales suelen desarrollar programas de relevamiento aerofotográfico con distintos fines, planificación territorial, catastrales, control de superficies cultivadas, etc.

El ministerio de Economía de la provincia de Buenos Aires tiene relevado el territorio provincial con fotografías aéreas a escala 1:20.000.

Existen dos tipos principales de fotografías aéreas, verticales y oblicuas, las más usadas en fotogeología son las verticales, proyecciones cónicas tomadas con el eje óptico de la cámara fotográfica normal al terreno, es decir coincidente con la vertical del lugar (Fig. 8-1a). Las fotografías oblicuas son tomadas con el eje óptico de la cámara formando un ángulo variable con la vertical, las que forman ángulos grandes pueden incluir el horizonte, tienen la ventaja de cubrir áreas muy grandes pero la desventaja de poseer una fuerte diferencia de escala entre el primer plano y el fondo de la foto, por este motivo no son de uso común en levantamiento geológico.

En los relevamientos aerofotográficos las fotografías son verticales, la intersección de la proyección del eje óptico con el terreno determina el punto central o principal del fotograma. La distancia en el terreno entre dos fotos sucesivas se denomina base aérea y puede variar entre 2 y 15 km en fotografías a escala $\sim 1:10.000$ a $1:60.000$ respectivamente.

Para cubrir un área determinada, los vuelos deben ser programados en líneas paralelas. Las fotografías se van tomando automáticamente a medida que el avión avanza en una línea lo más recta posible, con una frecuencia de exposición que asegure un 60 % de traslape o recubrimiento entre fotogramas sucesivos, llamado recubrimiento estereoscópico (Fig. 8-1b). Asimismo, cada línea de fotos debe tener de un 25 a un 30 % de traslape respecto a cada una de las líneas vecinas. El traslape entre fotos sucesivas y entre líneas de vuelo asegura la cobertura total del área relevada y garantiza, en el primer caso, que cada punto en el terreno haya sido fotografiado desde dos puntos de vista diferentes.

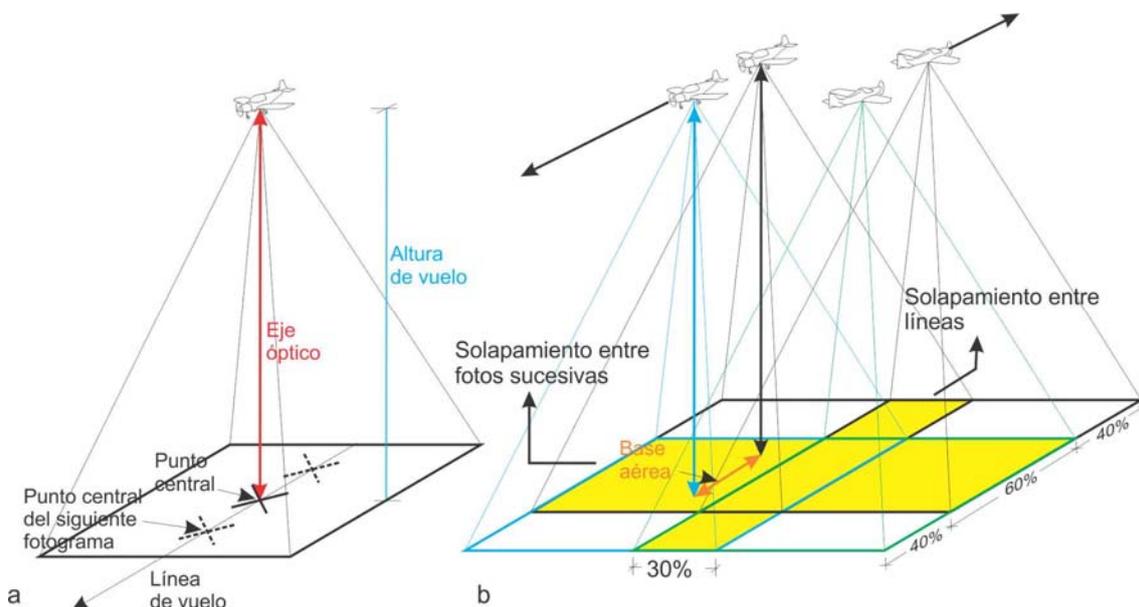


Figura 8-1. a) El eje óptico de la cámara fotográfica, coincidente con la vertical del lugar, define el punto principal de la foto por su intersección con el terreno. b) Recubrimiento estereoscópico entre fotos sucesivas y entre líneas de vuelo contiguas (superficie amarilla).

El tamaño de los fotogramas es comúnmente de 23 x 23 cm, 18 x 18 cm o 14 x 14 cm, son copias de contacto de negativos de ese tamaño. Generalmente las fotografías aéreas son pancromáticas (en escala de grises).

Las primeras cámaras para la toma de fotografías aéreas fueron diseñadas durante la primera guerra mundial (1914-1918) y su tecnología se ha seguido desarrollando hasta nuestros días. Actualmente la fotografía digital ha reemplazando el papel fotosensible.

El recubrimiento del 60 % entre fotogramas consecutivos permite observar las fotos con visión estereoscópica, es decir percibir el relieve a partir del uso de un estereoscopio. Para que la superficie de un fotograma pueda verse totalmente con visión estereoscópica se debe contar con los dos fotogramas vecinos, el anterior y el siguiente (tripleto estereoscópico).

Cada fotograma presenta en sus bordes marcas fiducias, uniendo las marcas opuestas se determina el punto principal o central (Fig. 8-2a). En los márgenes de cada foto figura también el número de fotograma y el de línea de vuelo o corrida, la fecha en que fue tomada la foto y en algunas ocasiones la hora, la altura de vuelo y el estado de nivel de la cámara (Fig. 8-2b).

Debido al recubrimiento del 60 %, cada fotograma, además de su punto principal, contiene los puntos principales de las fotos vecinas, uniendo el punto central de un fotograma particular con los de las fotos vecinas se obtiene la trayectoria de vuelo. Superponiendo los fotogramas según estas líneas, se puede orientar el conjunto de fotos según el recorrido que hizo el avión o línea de vuelo, que no siempre es rectilínea (Fig. 8-2c).

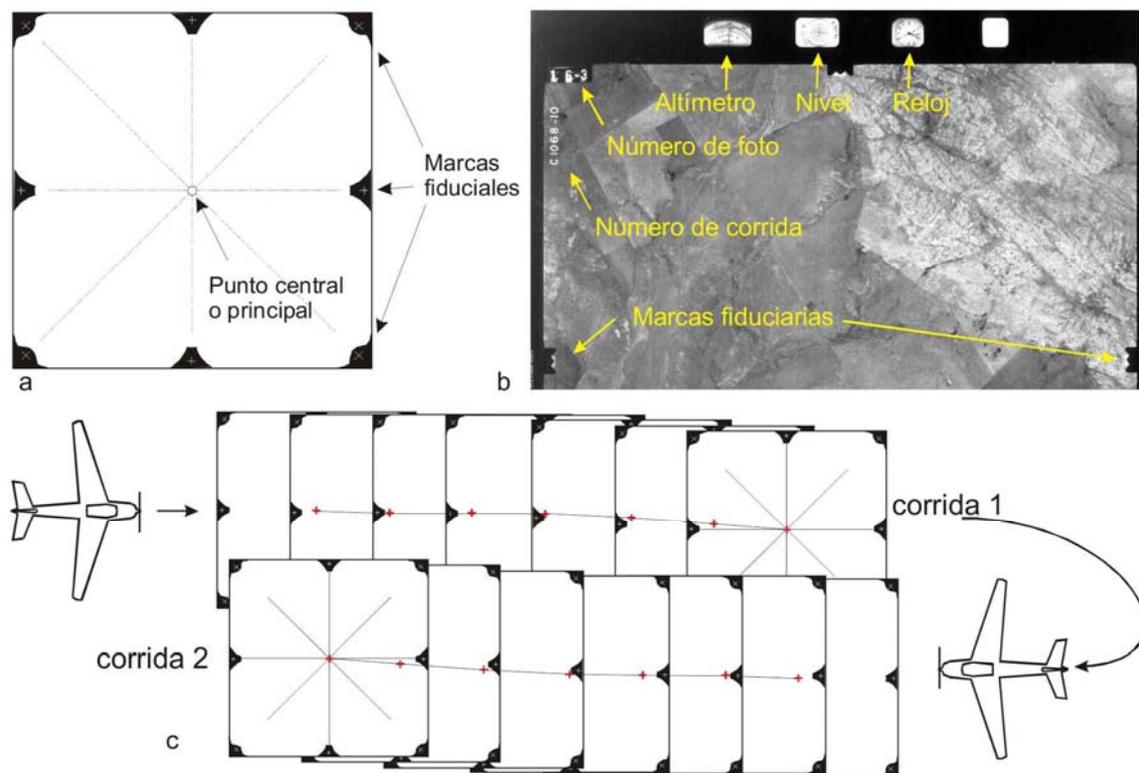


Figura 8-2. a) La unión de las marcas fiducias opuestas permite identificar el punto central o principal. b) Diversa información consignada en el borde de un fotograma. c) La identificación del punto central de un fotograma en el fotograma siguiente permite reconstruir la trayectoria o línea de vuelo.

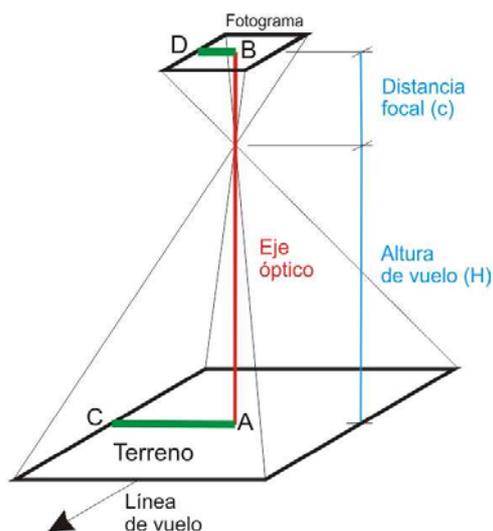
Escala de la fotografía

La escala de una fotografía aérea es, al igual que la de cualquier mapa, el cociente entre una distancia medida en la foto y la mediada correspondiente en el terreno. Está en función de la distancia focal de la cámara y de la altura de vuelo.

De la figura 8-3 se desprende que la escala es

$$1 : x = DB : AC = c : H$$

Siendo x = factor de escala



AC = una distancia en el terreno
BD = la misma distancia en la foto
c = distancia focal
H = altura de vuelo

Figura 8-3. Relación entre la escala de la foto y la altura de vuelo y distancia focal de la cámara fotográfica.

Las cámaras de ángulo normal (60°) tienen 210 mm de distancia focal por lo que, para obtener una fotografía, por ejemplo a escala 1:20.000, la altura de vuelo debe ser:

$$1 / 20.000 = 210 \text{ mm} / H \quad H = 4.200 \text{ m}$$

De esta sencilla relación se desprende rápidamente que si el terreno es irregular, es decir presenta distintas elevaciones, la escala de la foto no será uniforme en toda la superficie, sino que variará en función de las diferentes alturas de vuelo. Por lo tanto cuando se habla de escala en fotografías aéreas, se entiende ésta como escala media, calculada en función de la altura media de vuelo.

En la figura 8-4 se ilustra la variación de la escala en función de la altura de vuelo suponiendo que las tomas se hacen con una cámara de 210 mm de distancia focal. En una zona serrana como la del ejemplo, con desniveles del orden de los 2.000 m la escala tendrá fuertes variaciones entre distintos sectores del terreno (de $\sim 1:20.000$ a $\sim 1:30.000$).

Asimismo, si la altura relativa de vuelo aumenta, la escala será más pequeña y con altura relativa de vuelo más reducida, la escala será más grande.

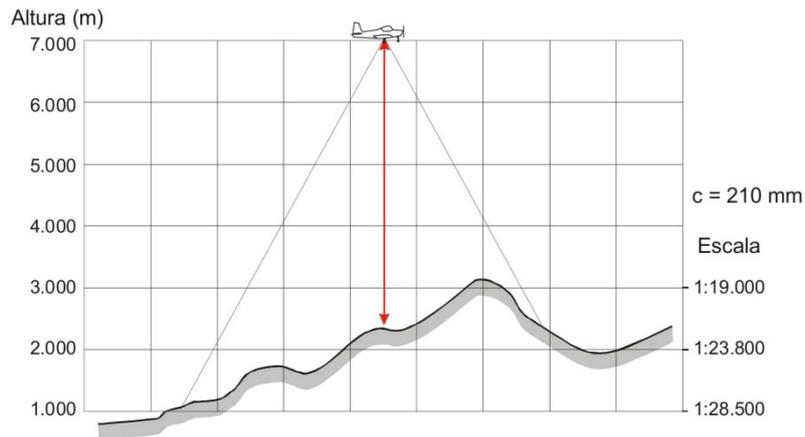


Figura 8-4. Variación de la escala con la altura de vuelo.

Desplazamiento y deformación de la imagen

En los mapas, producto de una proyección ortogonal, todos los detalles se encuentran emplazados en sus correctas posiciones horizontales. En las fotografías aéreas la proyección de los puntos del terreno sobre el negativo es una proyección cónica (Fig. 8-5). Especialmente cuando el relieve es pronunciado, la proyección cónica provoca desplazamientos diferentes de los rasgos topográficos en los fotogramas sucesivos. Solo ocupará su correcta posición planimétrica el punto principal, por ser el único de proyección ortogonal, aumentando el desplazamiento y deformación hacia los bordes de la foto. Este desplazamiento se debe a dos factores, a la desviación del eje óptico de la cámara distinto a la vertical y al relieve. En la figura 8-5a se ilustra el desplazamiento del vértice de una pirámide tomada en dos fotogramas sucesivos en función del relieve.

En la figura 8-5b se muestra un caso real en dos fotogramas a escala aproximada 1:60.000 de la Sierra de Sañogasta, provincia de La Rioja. Los círculos rojos, de diámetros distintos, abarcan la sombra de la misma quebrada en ambas fotos.

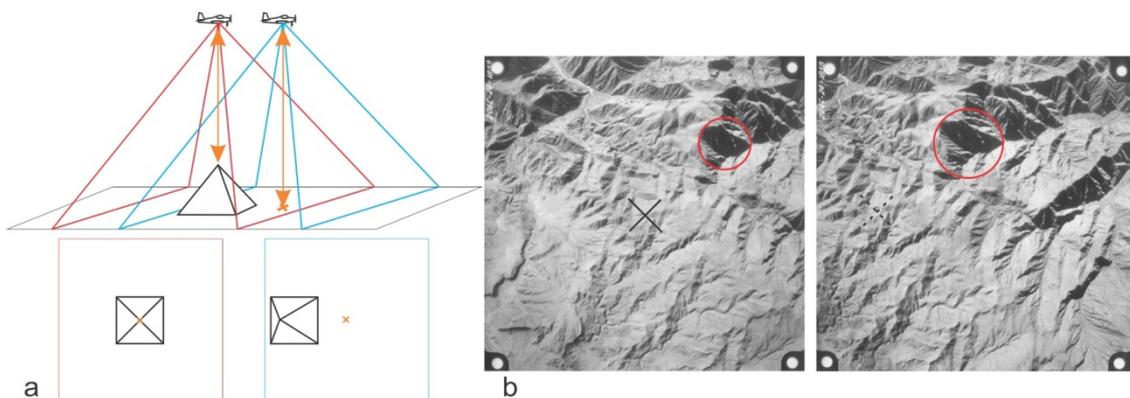


Figura 8-5. a) Desplazamiento del vértice de una pirámide tomada en dos fotogramas sucesivos en función de su altura y de la posición del eje óptico de la cámara. b) La sombra de la misma quebrada, encerrada en los círculos rojos posee diferente superficie debido a los dos factores mencionados. Sierra de Sañogasta, La Rioja, escala ~ 1:60.000.

En el caso de terrenos planos si las fotografías son tomadas con el eje óptico de la cámara en posición perfectamente vertical, la fotografía aérea tendrá una escala uniforme en toda su superficie.

Mosaicos

Las fotografías aéreas verticales se pueden ensamblar unas con otras para formar un plano o mapa fotográfico con información planimétrica que se conoce como mosaico. Normalmente para construir los mosaicos se utilizan las partes centrales de las fotos que son las que presentan las menores distorsiones debidas, tanto al relieve como a la inclinación del eje de la cámara. Los mosaicos pueden ser controlados, semicontrolados o no controlados. En los primeros, antes de hacer el ensamblaje entre los fotogramas, estos son corregidos por posible falta de verticalidad del eje óptico de la cámara al momento de la toma y reducidos a una misma escala. Asimismo son correctamente georreferenciados mediante la ubicación de puntos trigonométricos identificables en las fotos por lo que poseerán coordenadas geográficas precisas.

En los mosaicos semicontrolados las fotos no son restituidas pero el ensamblado entre fotogramas se hace manteniendo correctamente las posiciones de puntos trigonométricos, es decir el mosaico tendrá coordenadas precisas sobre estos puntos y aproximadas en sectores alejados de los puntos de control.

Por último en los mosaicos no controlados las fotos no son rectificadas ni tienen apoyo topográfico dado por puntos trigonométricos.

Fotoíndice

Normalmente las compañías proveedoras de fotografías aéreas o los organismos estatales encargados de relevamientos aerofotográficos construyen una especie de mosaico denominado fotoíndice constituido por una foto de escala pequeña (1:100.000 o 1:200.000) tomada de un conjunto de fotografías apoyadas una sobre otras según su ubicación secuencial, en el que figura las líneas de vuelo y el número de cada foto.

Visión estereoscópica

La observación de una foto aérea vertical individual, aún de una zona de relieve pronunciado brindará una imagen plana, pero, como se mencionó anteriormente, uno de los motivos del traslapamiento entre fotos es tener la posibilidad de observar un par de fotos sucesivas (par estereoscópico) según una imagen estereoscópica, es decir con una apreciación real del relieve.

La evaluación de la profundidad de campo o visión en tres dimensiones de los objetos que se presentan frente a nuestros ojos, se debe a que cada uno de ellos, situados a distintas distancia, son observados por nosotros desde dos puntos de vista diferentes constituidos por cada uno de nuestros ojos que registran imágenes levemente diferentes. El hecho de enfocar los objetos que observamos y de converger o divergir la dirección de visión de cada ojo nos dan la sensación de profundidad y la posibilidad de estimar la distancia relativa a que se encuentran.

En el caso de los pares estereoscópicos, un mismo sector de la superficie del terreno ha sido fotografiado desde dos posiciones o puntos de vista diferentes. Al observar ambas fotos simultáneamente, correctamente colocadas, con un instrumento conocido como estereoscopio, uno de nuestros ojos observará un foto mientras el otro la contigua según dos visuales paralelas, el cerebro procesa ambas imágenes y nos dará la sensación de profundidad, logrando una visión estereoscópica con una perfecta apreciación del relieve.

La imagen observada presentará una apreciable exageración vertical debida a varios factores, altura de vuelo de la toma, distancia focal de la cámara, y especialmente a la relativa gran distancia entre los punto de toma. Este fenómeno debe ser considerado al momento de la foto-interpretación ya que, por ejemplo las capas de rocas sedimentarias u otros rasgos planos se verán con inclinaciones mucho mayores que las verdaderas.

Estereoscopios

Existen dos tipos principales de estereoscopios, de bolsillo y de espejos. El primero (Fig. 8-6) consiste en dos lentes de 2 o 3 aumentos montados en una armadura metálica o plástica que posee cuatro patas también metálicas abatibles que lo separan una distancia de trabajo de las fotografías de unos 10 cm. La distancia entre ambas lentes se puede regular hasta alcanzar la distancia interpupilar de cada usuario.

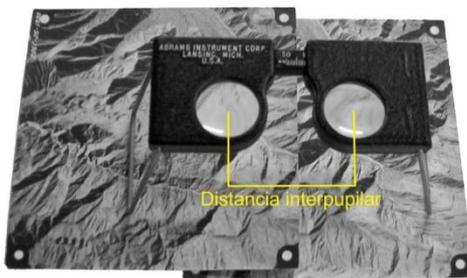


Figura 8-6. Estereoscopio de bolsillo.

Para observar correctamente un par estereoscópico con un estereoscopio de bolsillo deben guardarse algunos recaudos:

- Las fotografías deben orientarse una a continuación de la otra en el sentido de la línea de vuelo, obtenida a partir de la unión del punto principal de cada foto y su homólogo en las foto contiguas.
- Identificar un punto cualquiera en una de las fotos y su homólogo en la foto contigua.
- Ambos puntos deben estar separados una distancia igual a la distancia interpupilar.

- La distancia de separación entre las lentes del estereoscopio debe ser igual a la distancia interpupilar.
- Colocar el estereoscopio sobre el par de fotos de manera que su eje sea paralelo a la línea de vuelo. De esta forma ambas lentes se proyectarán verticalmente sobre puntos homólogos de ambas fotos. En esta posición debería verse una imagen tridimensional o estereoscópica.
- En esa posición las visuales de ambos ojos será paralelas y verá un mismo sector del terreno que fue fotografiado desde dos puntos de vista distintos.

Si no se ve una imagen estereoscópica deben hacerse pequeños movimientos de las fotos o del estereoscopio hasta lograr esa imagen.

El estereoscopio de espejo (Fig. 8-7) permite tener una vista completa de toda el área traslapada ya que el sistema de espejos permite que ambos fotogramas puedan separarse de manera que no se superponga uno foto sobre otra. Consta de dos lentes de aumento y cuatro espejos, dos relativamente grandes situados a 45° sobre ambas fotos y dos más pequeños enfrentados paralelamente a los anteriores que transmite la imagen hacia arriba a los oculares de aumento. Por encima de los oculares se puede disponer un par de lupas de 6 u ocho aumentos.

El procedimiento de preparación de las fotos es similar al del estereoscopio de bolsillo, ambas deben orientarse según la línea de vuelo como en el caso anterior (Fig. 8-7) colocándose el estereoscopio con su eje paralelo a esta. Mirando por los oculares se mueven levemente los fotogramas hasta que se logra una visión estereoscópica.

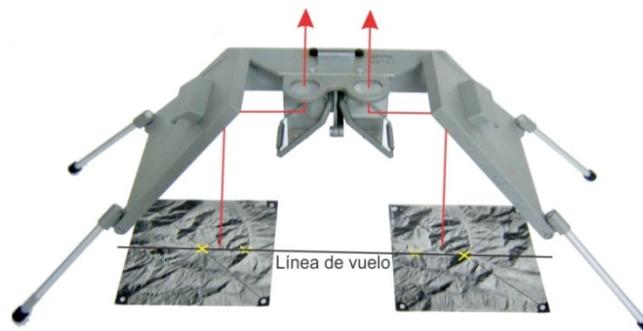


Figura 8-7. Estereoscopio de espejo.

Fotogeología, fotointerpretación

Una de las ventajas que posee encarar un proyecto de levantamiento geológico auxiliado por la fotografía aérea, es que el trabajo puede iniciarse previamente al desarrollo de las tareas de campo. En el gabinete puede prepararse un mapa exclusivamente producto de la fotointerpretación, se pueden marcar inicialmente las obras humanas como caminos, ferrocarriles, poblaciones, etc., en segundo lugar la red hidrográfica y en tercer lugar los rasgos geológicos. Estos pueden ser reconocidos directamente, como contactos entre distintas litologías, zonas

con afloramientos de rocas de basamento y aquellas cubiertas con sedimentos modernos, líneas de estratificación, estructuras como pliegues, fallas o sistemas de diaclasas y lineamientos en general o interpretados sobre la base de cambios de tono y textura.

Asimismo a partir del análisis de las fotografías aéreas pueden reconocerse muchos rasgos geomorfológicos como campos de dunas, piedemontes, deslizamientos, terrazas aluviales, morenas, coladas de lavas, conos volcánicos, etc.

Durante las tareas de campo se verifica la fotointerpretación realizada en gabinete y se completa el levantamiento. Generalmente los afloramientos pueden identificarse en las fotografías con precisión con el apoyo de la visión estereoscópica, de esta manera se facilita la planificación de los recorridos en el campo, seleccionándose para ser visitados aquellos puntos de características relevantes.

El mapa final puede confeccionarse directamente a partir de las fotos aéreas, o la información volcada sobre estas ser transferida a un mapa base.

Método de trabajo

El procedimiento de trabajo consiste en “mapear” sobre pares estereoscópicos dibujando sobre uno de ellos. No es conveniente dibujar directamente sobre el fotograma y si se lo hace debe ser con lápiz grueso. Lo más apropiado es colocar sobre la foto un papel transparente preferentemente un acetato o Mylar con una cara brillante que apoya sobre la foto y una mate para poder dibujar con lápiz sobre ella. Se trabaja bajo el estereoscopio, más cómodamente con uno de espejos.

Generalmente se dibuja sobre fotos por medio ya que el traslape del 60 % asegurará un 20 % de superposición entre fotogramas alternos (Fig. 8-8).

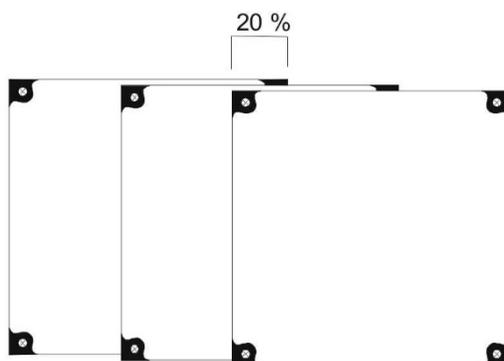


Figura 8-8. Superposición del 20 % entre fotogramas alternos.

En ocasiones es conveniente dibujar sobre todos los fotogramas, sobre la zona central de cada uno que es la que tiene menor deformación debida al relieve. En las regiones de relieve pronunciado este método facilita el ensamblado entre los distintos transparentes.

En la figura 8-9 se muestra un ejemplo de un fotograma y el papel transparente sobre el que fueron dibujados la red de drenaje, las áreas cubiertas por sedimentos modernos y los contactos entre las dos unidades de roca dura reconocidas.

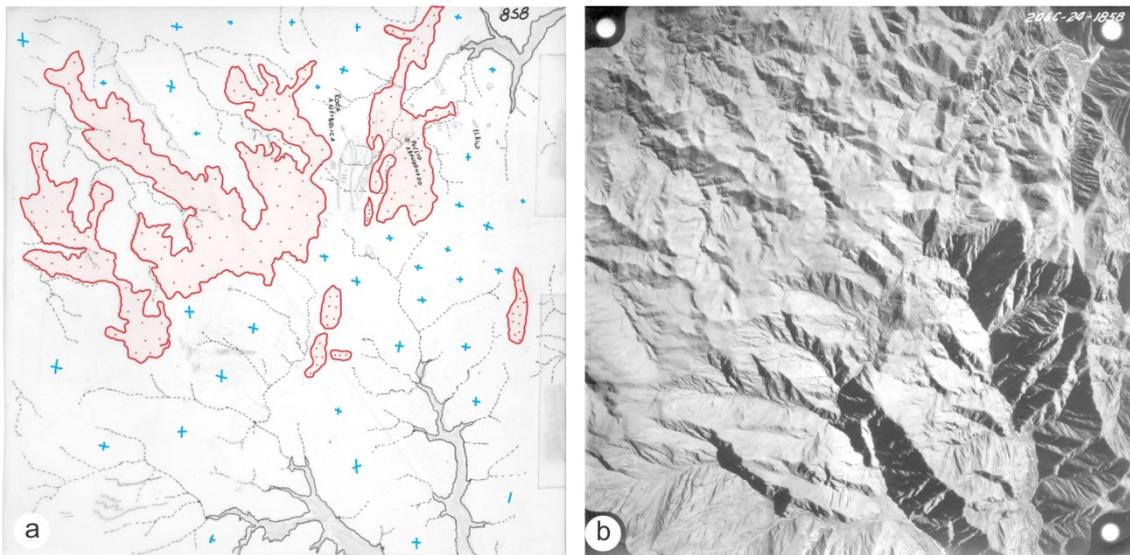


Figura 8-9. a) Fotointerpretación con control de campo de un sector de la sierra de Sañogasta. La zona gris corresponde al relleno moderno de los valles, las zona punteada de color rosado corresponde a areniscas de la Formación Patquía y la zona en blanco con cruces azules corresponde a granitos de la Formación Nuñorco. b) Fotograma fotointerpretado. El ancho del fotograma representa unos 12,5 km en el terreno.

Tono y Textura

La fotointerpretación de las fotografías aéreas pancromáticas se basa en dos propiedades fundamentales que son el tono y la textura.

El tono está directamente relacionado de la cantidad de luz del espectro visible que la superficie del terreno refleja y es registrada en la fotografía. Los tonos de grises pueden ser claros, oscuros, negruzcos etc.

Las variaciones en el tono de las fotos aéreas responden a diversos factores, algunos propios de los materiales reflectantes y otros ajenos a ellos.

Entre los primeros se puede mencionar el tipo de roca, el grado de diaclasamiento que presenta (por ejemplo en los granitoides a mayor diaclasamientos tono más oscuro, las rocas sanas suelen ser más reflectivas), la presencia de humedad (las áreas húmedas presentan en general tonos más oscuros), presencia de vegetación, desarrollo y tipo de suelos.

Entre los factores que no están relacionados con las características del terreno se pueden mencionar la exposición solar (las áreas con sombra donde no incide directamente la luz del sol presentarían tonos oscuros), la sensibilidad de la película utilizada, el tiempo de exposición o el tipo de revelado.

El término textura puede definirse como la frecuencia en el cambio de tono y puede ser rugosa, lisa, moteada, rayada, bandeada, reticular, manchada, etc.

A continuación se muestran algunos ejemplos de tonos y texturas de algunos casos particulares.

En la figura 8-10 se muestra un detalle del fotograma de la figura 8-9b. Aquí se distingue en forma bastante precisa el contacto entre las rocas sedimentarias de la formación Patquía apoyadas sobre el Granito Nuñorco. Las areniscas de la primera presentan un tono gris más ho-

mogéneo que les proporciona una textura lisa. El granito, de mayor reflectividad presenta un tono más claro, mientras que el relieve más irregular le proporciona una textura rugosa.



Figura 8-10. Contacto entre las sedimentitas de la formación Patquía apoyadas sobre el Granito Ñuñorco. Sierras de Sañogasta La Rioja. Ancho de la foto ~ 5 km.

El fotograma de la figura 8-11 pertenece a un sector del Macizo del Deseado cubierto mayoritariamente por rocas volcánicas. Se distingue claramente una colada de basalto terciario de tono muy oscuro, propio en general de las rocas básicas con clara inversión de relieve. En el sector inferior y superior izquierdo afloran coladas ignimbríticas jurásicas de tonos más claros y textura más rugosa. Las zonas bajas de relleno moderno de tono oscuro, indican presencia de mayor humedad, en tanto que las zonas claras al este de las lagunas revelan la presencia de sedimentos finos de origen eólico.

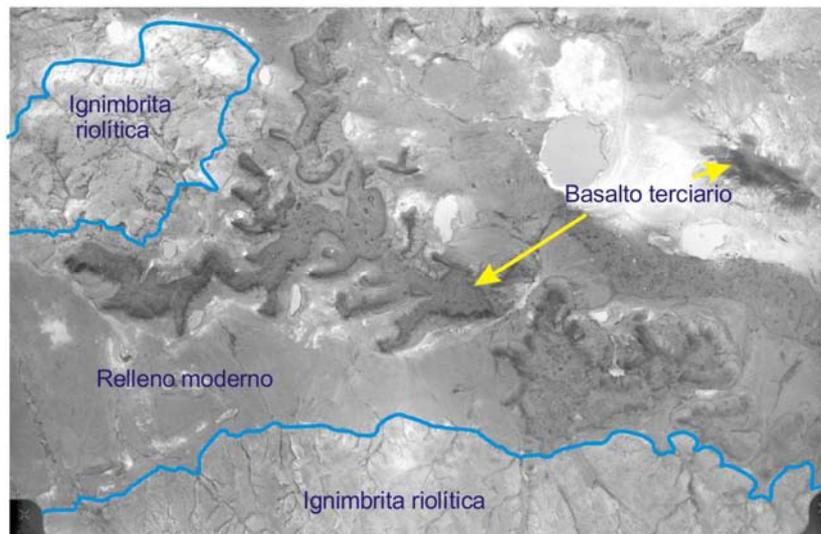


Figura 8-11. Unidades volcánicas, ignimbríticas y basaltos en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. El ancho de la foto representa 14 km en el terreno.

En la figura 8-12, parte de un fotograma también del Macizo del Deseado en Santa Cruz, se puede distinguir un secuencia de rocas volcanoclásticas y sedimentarias. En la parte infe-

rior tufitas y tobas de caída de tonos claros apoyan sobre coladas andesíticas de la Formación Bajo Pobre de tono oscuro. Corona la secuencia una ignimbrita de composición dacítica en el extremo noroeste de la foto también de tono oscuro. Las áreas de relleno moderno presentan una textura muy lisa. Desde el punto de vista estructural, se puede distinguir claramente el rumbo e inclinación de las capas y en el extremo sudoeste un par de fallas con desplazamiento de rumbo sinistral.

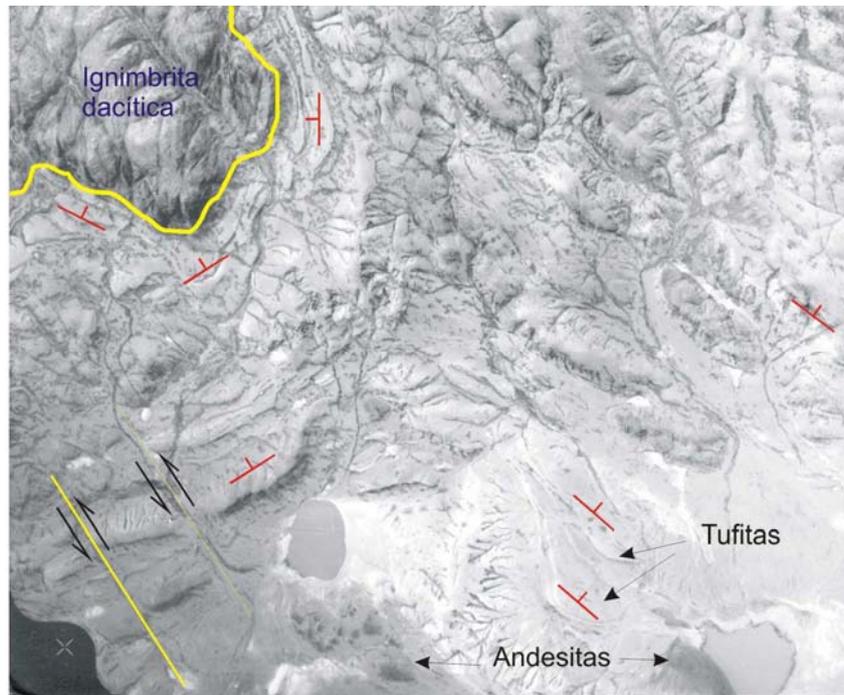


Figura 8-12. Ambiente de rocas volcánicas y sedimentarias en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Alternancia de ignimbritas tobas de caída y tufitas. El ancho de la foto abarca unos 5 km.

La figura 8-13 es de un sector de la Sierra del Tigre, pocos kilómetros al sur de la ciudad de Tandil, Provincia de Buenos Aires. En la región afloran rocas del basamento del Complejo Buenos Aires, granitoides y metamorfitas Transamazónicas. En la parte central de la foto se distingue un sector de textura bandeada conformada por una zona de cizalla con fuerte deformación dúctil limitada al sur por una zona de tonos claros y textura rugosa conformada por granitoides sin deformar. Todo el sector está cortado por diques de diabasa de hasta 50 m de ancho de rumbo NNO (flechas) caracterizados por poseer un tono oscuro producto del importante grado de meteorización que presenta la roca básica con desarrollo de suelos de relativamente alto contenido de humedad. La observación aguda de los contactos del dique con la roca de caja revela que este no es cortado por la cizalla sino que se desvía emplazándose en los planos de cizalla cuando atraviesa esta zona. La relación de corte indica que el dique es posterior a la cizalla.

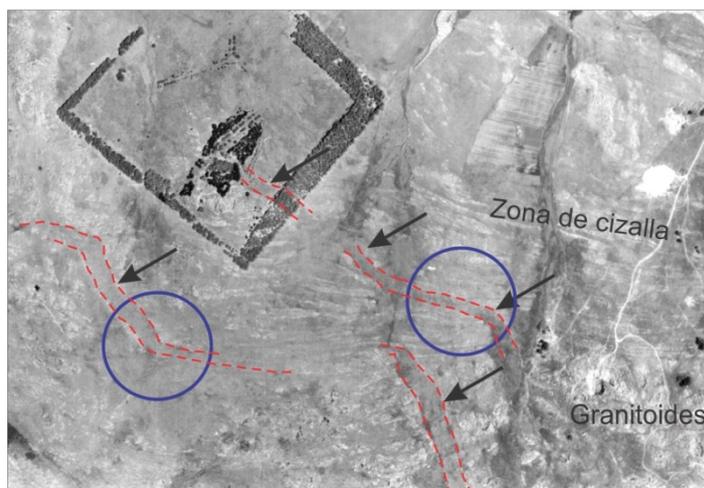


Figura 8-13. Zona de basamento cristalino de los alrededores de la Ciudad de Tandil conformado por granitoides cortados por una zona de cizalla y diques de diabasa (flechas). Los diques al cortar la zona de cizalla se desvían de su rumbo NNO disponiéndose paralelos a aquella (círculos). En ancho de la fotografía abarca unos 2 km.

Fotogrametría digital

El origen y las bases teóricas de la fotogrametría digital se basan en los mismos conceptos que los que se utilizaban en la fotogrametría analógica. La fotogrametría es una técnica que permite a partir de fotografías, obtener medidas reales. Estas fotografías pueden ser tanto terrestres como aéreas y permite la construcción de mapas topográficos y generación de modelos de elevación digital. Actualmente la fotogrametría es un método topográfico habitual, que si bien no elimina los trabajos de campo, los reduce en volumen y tiempo, además de mejorar su calidad. La fotogrametría es la aplicación directa de la fotografía a la topografía. De acuerdo a la Sociedad Americana de Fotogrametría y Teledetección (ASPRS) la define como: “El arte, ciencia y tecnología para la obtención de medidas fiables de objetos físicos y su entorno a través de grabación, medida e interpretación de imágenes y patrones de energía electromagnética radiante y otros fenómenos”.

En la fotogrametría analógica se utilizaba un restituidor óptico mecánico que a partir de un par de fotos escaladas y orientadas lograba obtener datos altimétricos. Gran parte de la información altimétrica que fue utilizada para la interpretación de las curvas de nivel de los mapas topográficos del IGN fue obtenida de esta forma y luego ajustada y controlada con relevamiento de campo.

Structure from motion (SFM)

La base del *structure from motion* (SFM) es similar a la de la fotogrametría, su desarrollo comenzó en los años '80s pero recientemente ha tomado un impulso notable debido fundamentalmente a dos avances tecnológicos, por un lado el poder de cálculo con varios núcleos de los

procesadores y por otro lado a la popularización de los UAV (drones). Estas herramientas permiten componer modelos 3D complejos con cierta facilidad, agilidad y bajo costo. La técnica de SFM permite trabajar sin tener una caracterización de la cámara o planificación. Solo se necesita fotografías que posean un amplio solapamiento (Fig. 8-14). Si bien pueden realizarse modelos con fotos tomadas de casi cualquier dispositivo (como por ejemplo una cámara de un teléfono celular), la calidad del modelo será ostensiblemente mayor cuanto mejor sea la cámara. Cuando nos referimos a calidad de las fotos no estamos restringiéndolo solo a la cantidad de megapíxeles que tenga la cámara, sino principalmente al tamaño del sensor fotográfico.

Debido a la facilidad para realizar los modelos, el bajo costo y preparación, los modelos generados por SFM pueden constituirse como una alternativa a los relevamientos tridimensionales realizados con LIDAR (*laser detection and ranging*) o luz estructurada.

Una de las principales ventajas es que el uso de la fotogrametría ya no se limita la generación de mapas topográficos, en la actualidad se utiliza para generar modelos tridimensionales que pueden ser utilizados para la digitalización de elementos reales. De esta forma se inaugura un campo muy amplio de aplicación en las ciencias naturales, medicas, en arquitectura, ingeniería e incluso está siendo muy utilizado en la industria cinematográfica y de videojuegos.

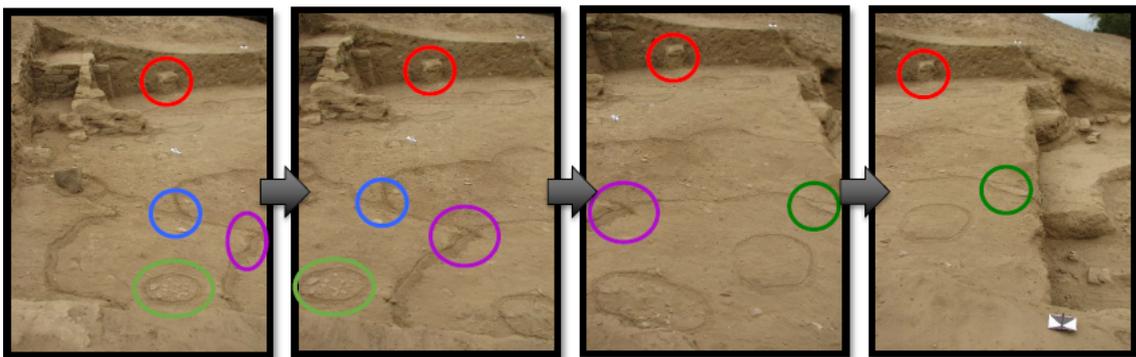


Figura 8-14 Tomado de (Miller y Moulin 2014). Identificación de puntos homólogos en distintas fotografías de un mismo objeto.

Flujo de trabajo

Hay una gran variedad de programas que realiza algunos o todos los pasos del flujo de trabajo desde las fotografías hasta el modelo tridimensional. Los más populares son el Agisoft Photoscan, el Pix4D y el 3Dsurvey. Todos ellos son *software* de tipo comercial. Además existen versiones *open source* que hilando una serie de programas se puede alcanzar un modelo terminado, con georreferencia y textura (por ejemplo, Visual SFM, Cloud compare, MeshLab, etc.).

El primer resultado de un proceso de SFM es una nube de puntos abierta o discreta (Fig. 8-15a), donde el software reconoce a estos puntos como homólogos en las distintas fotografías y a partir de ellos logra establecer la posición espacial de la cámara para cada una de las tomas

fotográficas. Esta nube suele tener entre cientos a miles de puntos. A este proceso se lo conoce como SIFT (*scale-invariant feature transform*). Esta nube de puntos resulta crucial ya que será el almacén donde se armará el modelo tridimensional. Cualquier inconveniente en la alineación de los puntos estará reflejado en el modelo final.

El siguiente paso es la generación de una nube de puntos densa (Fig. 8-15b), con cientos de miles a millones de puntos, que describe con mayor detalle las morfologías de los objetos fotografiados. Una gran ventaja que presentan estas nubes de puntos es que cada uno de ellos está coloreado en un modelo RGB. Estos colores son extraídos de los píxeles de las fotografías empleadas en el modelo. La nube densa se configura como un resultado sobre el que podemos trabajar realizando mediciones, cálculos de direcciones de líneas y planos, etc.

El flujo de trabajo puede completarse generando una malla sobre esta nube de puntos (Fig. 8-15c). El proceso es mediante triangulación donde cada punto se configura el vértice de una serie de triángulos. Este sólido es una superficie con una precisión geométrica que dependerá de la nube abierta y con un nivel de detalle que dependerá de la cantidad de puntos de la nube densa.

Luego puede crearse una textura de las fotografías y apoyarla sobre la malla (Fig. 8-15d). Este proceso le otorga al modelo tridimensional un acabado fotográfico. Finalmente el modelo puede escalarse o georreferenciarse. Para ello es precisa la toma de puntos de control en el campo con algún método de alta precisión (estación total o GPS diferencial).

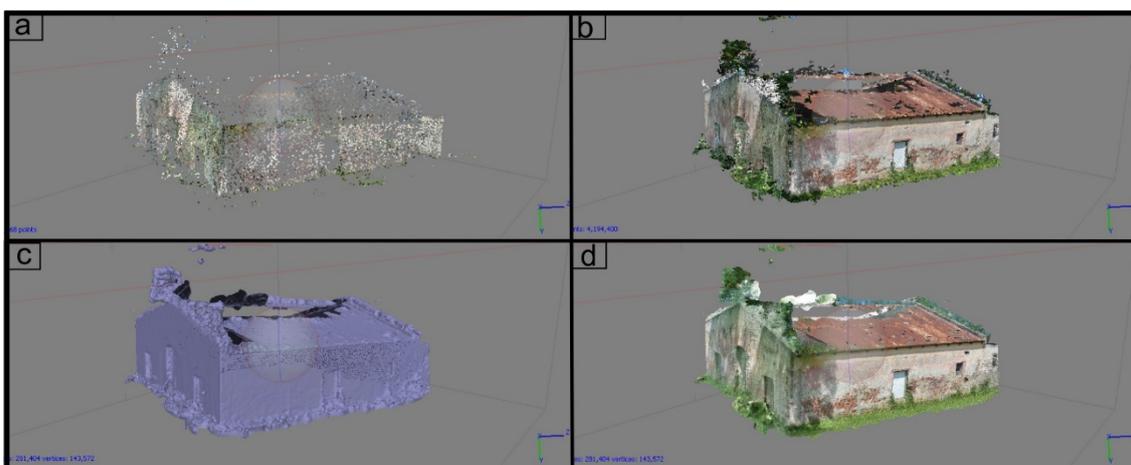


Fig. 8-15. Flujo de trabajo con Agisoft Photoscan. a) Generación de nube abierta con 15.000 puntos. b) Nube de puntos densa, con 4 millones de puntos. c) Malla generada a partir de la nube densa, compuestas por triángulos, generando cerca de 300.000 caras. Modelo tridimensional final con textura fotográfica.

Un aspecto importante para el trabajo geológico es que el modelo se encuentre escalado y preferentemente georreferenciado. Para ello es necesario relevar marcadores o puntos de control (*GCP ground control points*) en campo que puedan ser fácilmente distinguibles en las fotografías. Cada uno de estos puntos deberá contar con coordenadas planas y altimétricas con alta precisión. El levantamiento de estos puntos se realiza con estación total o con GPS diferencial.

La información relevada con estos métodos produce información métrica precisa, ortofotos y modelos de elevación digital (DEM). La implementación de estos flujos de trabajo permite la generación de un registro riguroso de contextos detectados en el campo, facilitando la toma de decisiones y la organización de la información (Miller y Moulin 2014).

Una de las mayores ventajas de trabajar con esta técnica es que permite trabajar a múltiples escalas, desde pocos milímetros hasta modelos kilométricos. Además la posibilidad de realizar distintos modelos a lo largo del tiempo brindan la oportunidad de estudiar la evolución de las nubes de puntos y componer mapas donde se aprecie las zonas que pierden material y las zonas que lo ganan, podría ser utilizado en abanicos aluviales para estudiar el volumen depositado ante una tormenta, para cuantificar la migración de dunas eólicas, o para evaluar el volumen explotado en una cantera, entre otros.

Algunas experiencias de trabajo

La fotogrametría ha ganado un uso cada vez mayor en el área de la arqueología ya que es utilizada por ejemplo para el relevamiento de sitios, aunque también es de uso frecuente para la digitalización objetos (Fig. 8-16). Hay experiencias en colecciones de museos para la generación de catálogos y colecciones virtuales. Asimismo, se ha utilizado esta técnica para reconstruir material óseo e incluso han sido modeladas marcas de corte milimétricas para evaluar su morfología.

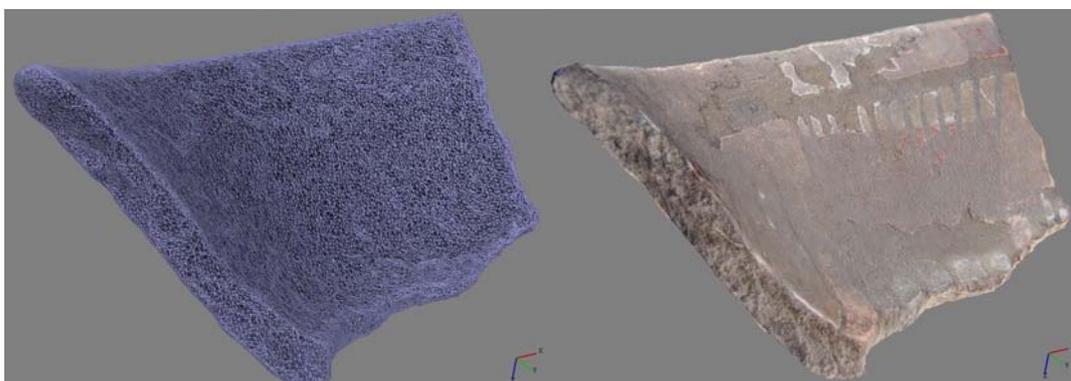


Fig. 8-16. Modelado de un fragmento de cerámica, a la izquierda se observa la malla y a la derecha el modelo con textura fotográfica

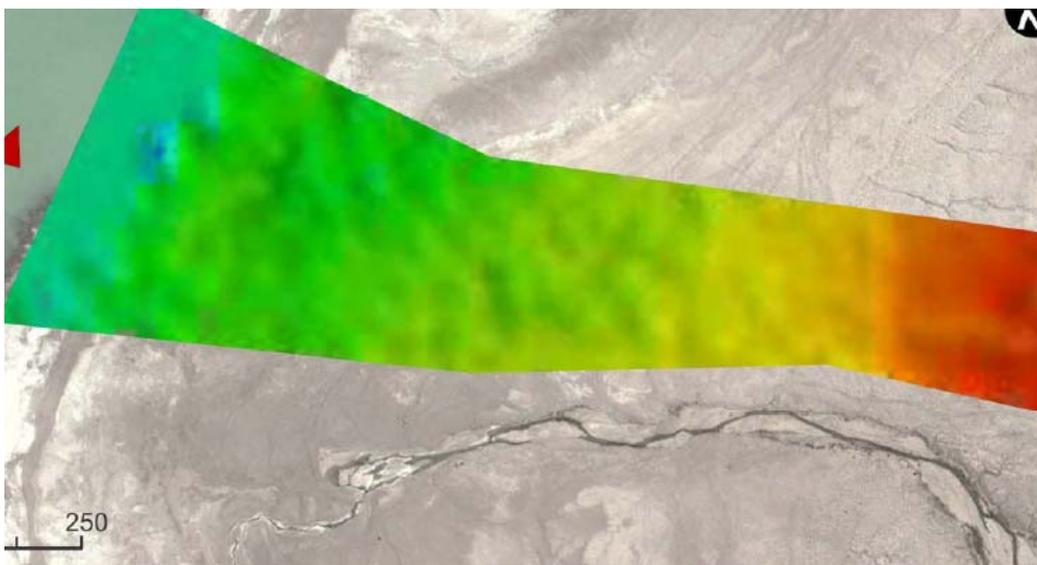
Esta técnica ha sido utilizada para la digitalización de los fósiles (Fig. 8-17), con el fin de realizar determinaciones morfométricas (longitudes, volumen, etc.), para la divulgación y socialización entre colegas.



Fig. 8-17. Modelo 3D utilizado a partir de colecciones de museo para la reconstrucción 3D de organismos.

En el campo de la geología, el SFM se ha utilizado esta técnica para relevamientos topográficos de muy alta resolución, con píxeles submétricos (Fig. 8-18). Gracias a estas altas resoluciones se ha podido realizar mediante técnicas fotogramétricas mapeos de facies en un mar, monitoreo de dinámica de un glaciar, mapeo en una zona con deslizamientos, en el ámbito minero también son útiles para ubicar las escombreras en las minas, entre otros.

A partir de la nube de puntos densa es posible extraer información de rumbo y buzamiento de las capas. Esto es gracias a que al elegir tres puntos que corresponden a un plano, es posible mediante el problema de los tres puntos, definir cuál es la orientación espacial del plano (Fig. 8-19). De esta forma es posible obtener esta información de forma expeditiva y además es útil para obtener datos en lugares de difícil acceso.



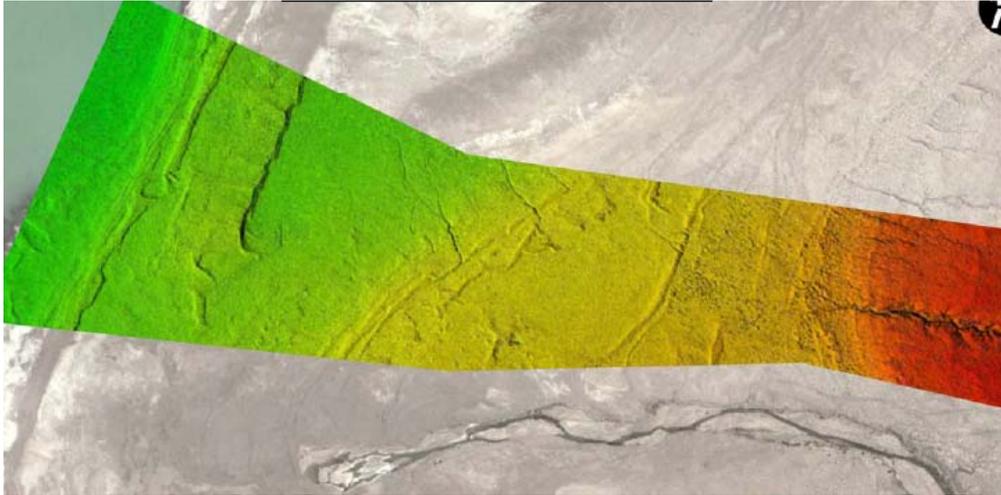


Figura 8-18. Comparación entre un DEM satelital ALOS con pixel de 30m y un DEM generado mediante fotogrametría a partir de imágenes capturadas con un drone. El modelo tiene 15 cm de pixel.

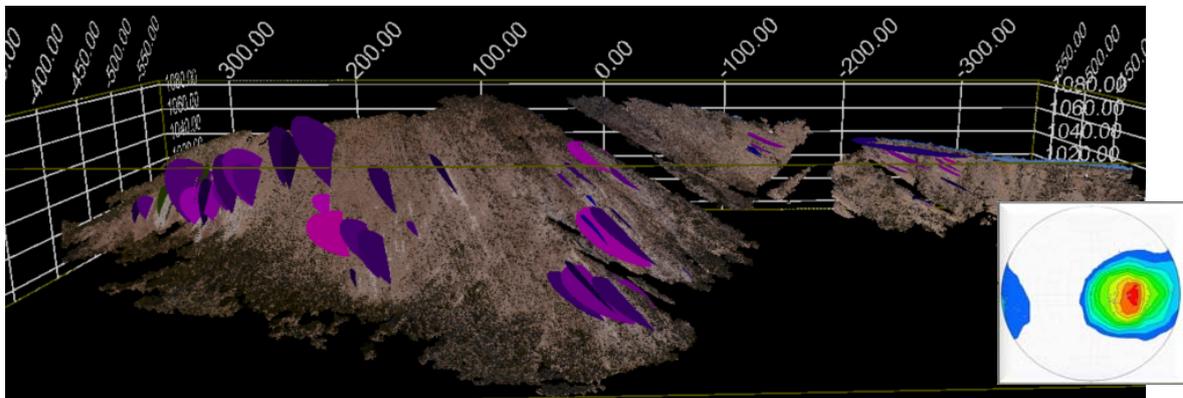


Figura 8-19. Nube de puntos densa y orientación de las capas en sedimentos depositados durante la formación de un pliegue (discordancia progresiva).

Referencias

- De Romer, J. (1969). *Fotogeología aplicada*. Buenos Aires: Eudeba.
- Miller, M. y Moulin, C. (2014). *Fotogrametría y modelamiento 3D: análisis de las técnicas digitales utilizadas en las excavaciones arqueológicas de Huaca La Capilla, Temporada 2014*. Programa Arqueológico San José de Moro – Temporada 2014.
- Ray, R.G. (1960). *Aerial photographs in geologic interpretation and mapping*. Geological Survey Professional paper 373. 229 pp. Washington: U.S. Govt. Print. Off.

CAPÍTULO 9

La imagen satelital en el levantamiento geológico

Luciano López

Imágenes satelitales en la teledetección

En el ámbito de las ciencias de la Tierra, la Teledetección es entendida como una técnica que tiene por objeto la captura, tratamiento y análisis de imágenes digitales tomadas desde satélites artificiales que orbitan la tierra.

El sol es la mayor fuente de energía que recibe la Tierra, sin embargo hay algunos satélites que ellos mismos generan energía electromagnética para luego registrar su comportamiento sobre la superficie terrestre. Cuando el sensor recibe información proveniente del sol se denominan pasivos, mientras que los sensores que reciben la información a partir de energía generada por ellos mismos se los conoce como activos. El análisis de toda esta información permite el reconocimiento de las características de la superficie terrestre y de los fenómenos que se producen en ella.

El espectro electromagnético

El sol emite radiación electromagnética que es una de las formas en la que se transporta la energía. Estas ondas pueden propagarse en el vacío y viajan la velocidad de la luz, aproximadamente a 300.000 km/s. La luz tiene un comportamiento dual y puede entenderse a partir de la teoría básica de ondas, en donde la energía se propaga en forma armónica y sinusoidal a la velocidad de la luz. Otra manera de entenderla es a partir de la teoría corpuscular donde la luz (energía) se compone de partículas llamados fotones que no tienen masa ni carga eléctrica.

Se denomina espectro electromagnético a la distribución continua de las frecuencias del conjunto de las ondas electromagnéticas y se lo representa en función de las longitudes de onda de estas radiaciones (Fig. 9-1).

Nuestros ojos están diseñados para poder reconocer una pequeña porción del espectro electromagnético denominada "espectro visible". Esta región del espectro es una de las que con más intensidad llega desde el sol, es por eso que nuestros ojos han evolucionado para poder captar este rango del espectro. Sin embargo el espectro electromagnético es mucho más amplio que lo que podemos captar con nuestros ojos. Hay animales que pueden ver en el es-

pectro infrarrojo, como las serpientes o los mosquitos, mientras que otros, como los roedores, son capaces de distinguir dentro del ultravioleta.

¿Los seres humanos vemos en RGB (red-green-blue)?

Tal vez hayas escuchado hablar de esta forma de representar los colores, por ejemplo en los monitores o en los proyectores antiguos que tenían tres lámparas de estos colores. Todos los colores que vemos pueden formarse con la combinación de los colores rojo, verde y azul (aunque esto no es del todo cierto, es una muy buena aproximación).

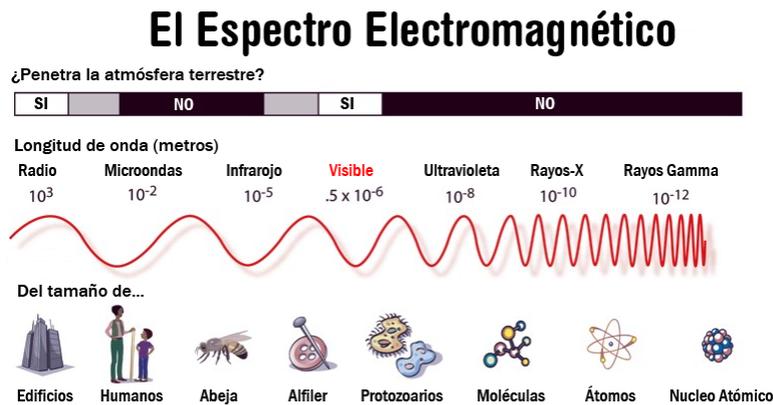


Figura 9-1. El espectro electromagnético representa los distintos niveles de energía, el sol produce radiación a lo largo de todo el espectro, pero parte de esta energía es incapaz de atravesar la atmósfera.

Nuestra retina es la parte del ojo que capta la luz y lo hace a partir de un conjunto de células clasificadas en dos tipos, bastones y conos. Los bastones sirven para captar el nivel de la iluminación, pero no aporta para la determinación del color. Los encargados de esto son los conos y tenemos de tres tipos, cada uno capta la luz de una porción menor del espectro visible, así tenemos un tipo de bastón para el color rojo (R), otro para el verde (G) y otro para el azul (B). A estos colores se los conoce como primarios. Algunos otros animales, como los perros, solo tienen dos tipos de conos, es por eso que su visión es más limitada a nivel cromático. A su vez las aves poseen 4 tipos de conos, lo que les permite registrar parte del espectro ultravioleta.

Existen dos modelos para entender los colores, y podemos pensarlos como los colores de la luz (aditivos) y los colores de los pigmentos (sustractivos). En el modelo aditivo, la luz se emite de una fuente de iluminación de algún tipo, el caso más común son los monitores o televisores, como mencionábamos anteriormente. La suma del color rojo con el verde da como resultado el color amarillo, del azul con el verde da el cian y el azul con el rojo da el magenta. A estos colores se los conoce como secundarios (Fig. 9-2a).

El proceso sustractivo se basa en la absorción de la luz de los colores secundarios y utiliza una paleta CMYK, que significa cian (algo parecido a un celeste-turquesa), magenta (un rosa intenso o fucsia) y amarillo (Fig. 9-2b). Esta paleta es una modificación de los colores primarios que se usan en la escuela para pintar (que suele ser azul, roja y amarilla) y se la conoce como sustractiva porque mientras más se mezclan, más radiaciones se sustraen.

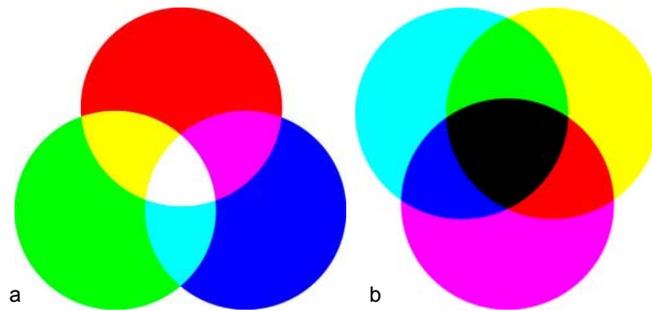


Figura 9-2. a) En el modelo aditivo, la combinación de los colores primarios (rojo, verde y azul) da como resultado el color blanco. b) En el modelo sustractivo la sumatoria de los colores da como resultado el negro.

Los colores de los objetos que vemos se deben principalmente a su composición aunque también al ángulo e intensidad de incidencia de la luz entre otros factores. Esto produce que los objetos absorban y transmitan ciertas longitudes de onda, mientras que refleja otras. El color que vemos es el resultado de las ondas que refleja un objeto. Por ejemplo, al ver un auto rojo, no quiere decir que el auto emita luz roja (si no, lo veríamos en la oscuridad), sino que al incidir una luz blanca sobre él, absorbe ciertas longitudes de onda (fundamentalmente correspondiente al color cyan) por lo que refleja la luz roja.

En sensores remotos el modelo que se utiliza es el RGB, donde la combinación de las tres longitudes de onda arroja como resultado el blanco.

Cuando la luz solar llega a la Tierra, parte de esa luz es absorbida, parte reflejada, parte refractada y parte dispersada (Fig. 9-3). Los sensores remotos pasivos captan la energía que es reflejada por la superficie terrestre. Sin embargo la luz hasta llegar a la superficie de la Tierra debe atravesar la atmosfera en dos ocasiones, cuando entra y cuando sale.

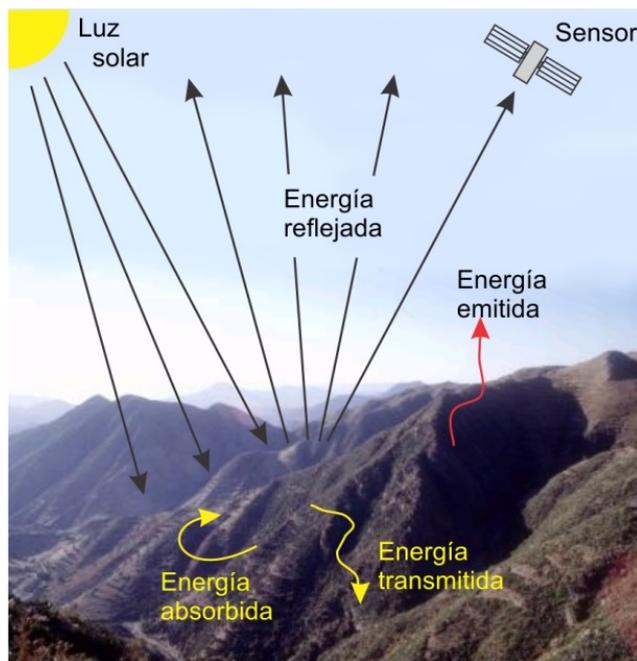


Fig.9-3. Comportamiento de la energía emitida por el sol, la energía emitida es igual a la sumatoria de la energía absorbida, reflejada, refractada y dispersada. Estos procesos pueden darse en la atmósfera y sobre la superficie terrestre.

La atmosfera no es inerte ante la radiación solar, pudiendo en ocasiones restringir total o parcialmente ciertas longitudes de onda, por ejemplo la radiación UV es bloqueada por la capa de ozono, o parte del infrarrojo es absorbido por el vapor de agua y dióxido de carbono que hay en la atmosfera. Además las capas más altas de la atmosfera logran absorber los rayos X y los rayos gama. Por lo tanto la radiación electromagnética que recibimos del sol es acotada y se ubica preferentemente en el espectro visible, el infrarrojo y las ondas de radio (Fig. 9-4). Debido a esto es que los sensores que se ubican en los satélites se concentran en estas regiones del espectro.

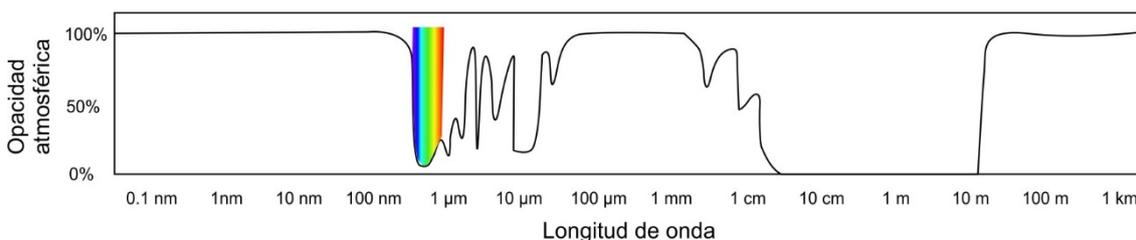


Figura 9-4. Algunas longitudes de onda no alcanzan la superficie terrestre debido a la absorción que se produce en la atmósfera. Solo ciertas longitudes logran alcanzar la superficie terrestre.

Aun así las radiaciones que sí logran atravesar la atmosfera sufren fenómenos de dispersión, estos generan que el cielo se vea azul (dispersión Rayleigh), rojizo durante los amaneceres y atardeceres (dispersión Mie) o por ejemplo que veamos nubes blancas (dispersión no selectiva) o que a las nubes de lluvia las veamos de color gris a negro.

Al igual que lo que sucede en la atmosfera, cuando la radiación solar incide sobre la Tierra la energía es absorbida, reflejada y transmitida por la superficie terrestre. Sin embargo no todos los elementos de la superficie de la Tierra lo hacen de la misma forma. Esto es de suma importancia ya que es lo que permite identificar los componentes de la superficie terrestre.

Si bien no es un rasgo determinante, los geólogos solemos hacer una primera aproximación para la identificación de los minerales en base al color. Cuando hacemos esto, el proceso inconsciente que realizamos es determinar cuanta energía del espectro visible fue absorbido por el mineral y que longitudes del espectro electromagnético son reflejadas.

Cada mineral absorbe longitudes de ondas muy concretas, no solo en el espectro visible (que determinaría el color), sino en todo el espectro. Esto es lo que se conoce como firma espectral del mineral. Como corolario, cada material tendrá una curva espectral única que permitirá clasificarlo en base a su respuesta espectral. Este es el fundamento de los sensores remotos como así también de los espectrómetros portátiles (PIMA, ASD), muy útiles en la exploración mineral (Fig. 9-6).

Las rocas raramente son monominerales y suelen estar formadas por un conjunto de minerales. Debido a eso, la respuesta espectral que es reflejada desde la superficie de la Tierra es la sumatoria de todas las firmas espectrales de los minerales presentes en las roca, estos minerales pueden ser primarios o de alteración (por ejemplo oxidación, argilización, etc.).

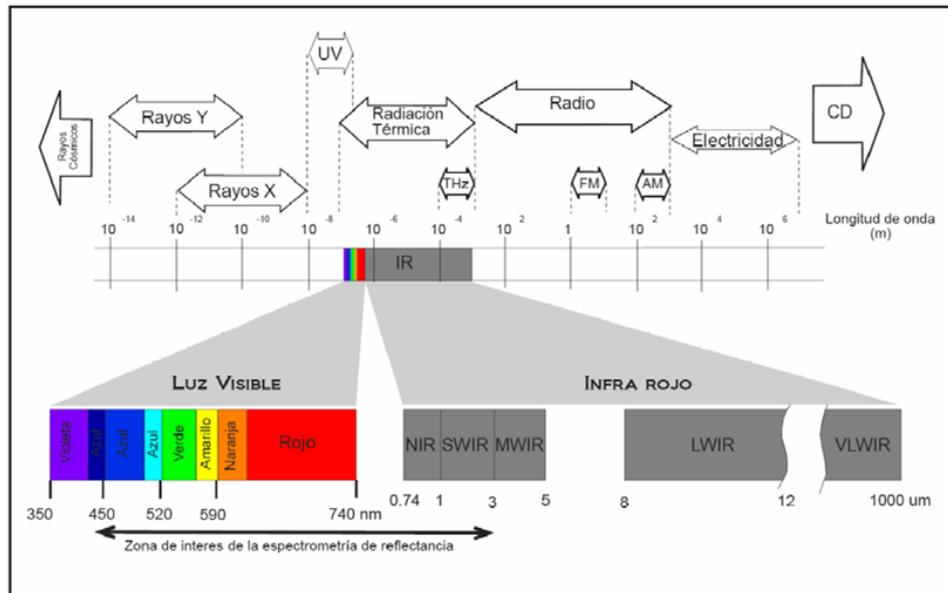


Figura. 9-5. Zona de interés de la espectrometría de reflectancia. Fundamentalmente utiliza la luz visible y el infrarrojo que puede dividirse en infrarrojo cercano (NIR), de onda corta (SWIR), de onda media (MWIR) de onda larga (LWIR) y de onda muy larga (VLWIR).

Los sensores remotos utilizan las distintas absorciones de los elementos que hay en la superficie de la Tierra y de esta forma podemos dividir dos grandes grupos de imágenes dependiendo de la zona del espectro que puedan registrar con sus sensores: las fotografías aéreas y las imágenes satelitales.

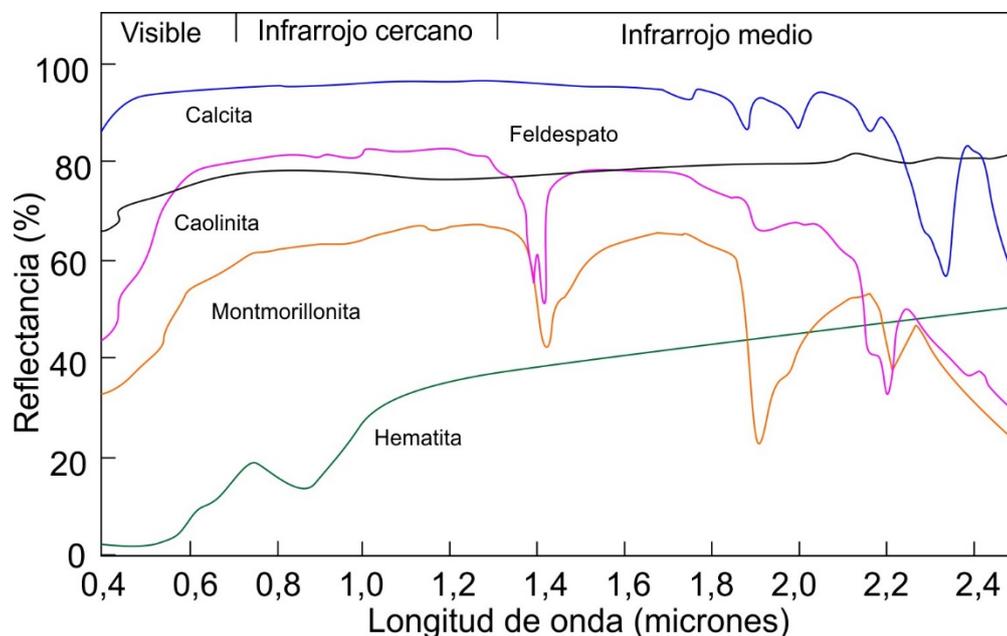


Figura 9-6. Reflectancia espectral de algunos minerales. Lo que es determinando en la reflectancia son fundamentalmente la morfología y posición de los picos y valles del espectro.

Como se ha mencionado anteriormente, las fotografías aéreas tienen un sensor que capta prácticamente el rango de longitudes de onda del espectro visible (aunque algunas cámaras pueden captar parte del infrarrojo cercano). Los satélites cuentan con sensores que registran

no solo en el espectro visible sino que además permiten registrar y cuantificar las longitudes de onda reflejadas en otras regiones del espectro. Cada sensor capta una pequeña porción del espectro y luego se componen las imágenes combinando las diferentes intensidades que registraron los sensores. Por ejemplo para componer una imagen color real, es decir, como la vemos naturalmente, se combina la información registrada en tres sensores, uno que capta las longitudes de onda correspondientes al rojo, otro al verde y otro al azul. La información contenida en cada sensor se la conoce como banda. Por lo tanto esta imagen será el resultado de la combinación de tres bandas.

Un poco de historia

Al igual que la fotografía aérea constituyó en su momento un salto tecnológico en el mapeo geológico, la imagen satelital ha ido adquiriendo, a partir de la década del 60, una importancia creciente como herramienta de apoyo en esta disciplina.

En el año 1960, EE UU puso en órbita el primer satélite de observación meteorológica y a partir de allí, impulsadas especialmente por la guerra fría, las grandes potencias desarrollaron tecnológicamente las metodologías de percepción remota (*remote sensing*) especialmente con fines militares.

A principio de los 70' EE UU inició el proyecto LANDSAT, que a través de numerosas etapas, se ha mantenido hasta el presente. Hasta la actualidad la misión LANDSAT es la más importante en cuanto a la historia y la continuidad de registro que presenta.

Actualmente son varios los países que desarrollan tecnología satelital de percepción remota, entre ellos Argentina. En el año 2000 la CONAE (Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales) culmina la construcción del satélite SAC-C que es puesto en órbita por la NASA ese mismo año, actualmente fuera de servicio. A partir de noviembre de 2011 se encuentra en funcionamiento el satélite SAC-D. Los satélites Arsat 1 y 2 son de telecomunicaciones (principalmente internet y televisión) y no están diseñados para la obtención de imágenes satelitales.

Componentes del sistema de obtención de imágenes satelitales

Plataformas espaciales

Las plataformas espaciales son los satélites donde van montado los sensores. Pueden agruparse en dos tipos según las órbitas que recorran, geosincrónicas o heliosincrónicas. Los primeros, se ubican en órbitas altas, de hasta 3.600 km, con movimiento sincronizado con el de rotación de la tierra, lo que les permite observar siempre la misma zona de la superficie terrestre, son geoestacionarios. Los que se mueven según órbitas heliosincrónicas orbitan la Tierra recogiendo información de la superficie según órbitas polares circulares. La velocidad

y altura de la órbita determinan que pase sobre un mismo punto de la tierra a la misma hora en intervalos regulares.

Por ejemplo la órbita del satélite LANDSAT-8, lanzado en 2013, tiene una inclinación de $98,2^\circ$ respecto al plano del ecuador y una altitud de 705 km, cruza el ecuador cada 98,9 minutos girando 16 vueltas a la tierra por día y cubre una faja de 180 km de ancho.

Instrumentos de observación

Los sensores, instrumentos encargados de recibir la energía procedente de la tierra, pueden ser de dos tipos, pasivos o activos. Los primeros, solo reciben energía, mientras que los activos, como los de radar, emiten energía en forma de microondas y reciben la porción de esta que es reflejada por la superficie de la tierra.

Los sensores pasivos pueden ser de barrido o de empuje. Los primeros son los más comunes en teledetección, consisten en un sistema óptico compuesto por un espejo oscilante cuyo eje de rotación está dispuesto paralelo al sentido de movimiento del satélite. El detector se caracteriza por un campo visual muy estrecho que al moverse según la rotación del espejo produce un escaneo del terreno (*scanning system*) según delgadas fajas paralelas (Fig. 9-7). El conjunto de fajas constituye la imagen. La radiación recibida por el sensor es transformada en una señal eléctrica y está en un valor numérico que es transmitido a las estaciones terrenas. El escaneo de cada faja capta energía a intervalos regulares, es decir cada faja está formada por una sucesión de rectángulos (pixel) caracterizados por un valor espectral o de energía reflejada por la tierra que captó el sensor. En los sensores de empuje, el espejo oscilante es reemplazado por una cadena de detectores que cubre todo el ancho de su campo visual.

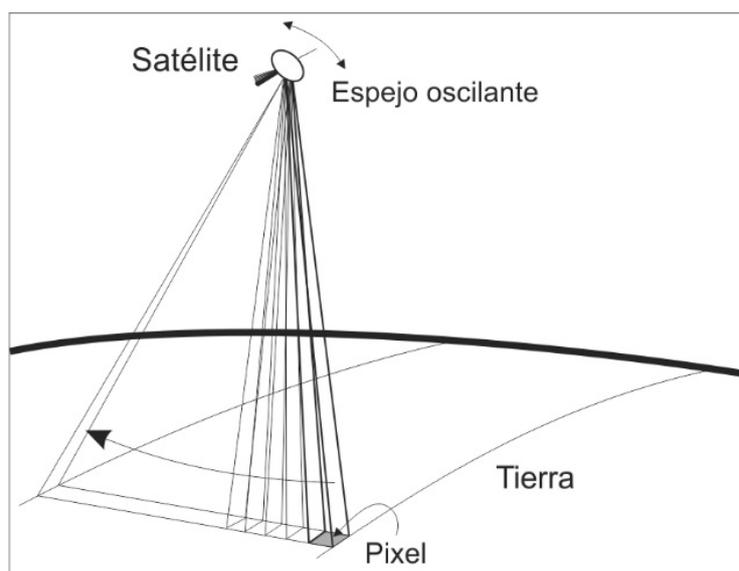


Figura 9-7. Detector de barrido. El detector capta la energía de un rectángulo denominado píxel

Distorsión de la imagen

Son varias las causas que pueden producir distorsión en una imagen satelital. La más común es la provocada por la rotación de la Tierra durante la adquisición de la imagen, ya que mientras el satélite lleva una trayectoria aproximada NS, la Tierra está girando en sentido O-E. Esta deformación se suma a de la inclinación de la órbita respecto del plano del Ecuador (98.9° en el caso del LANDSAT), lo que le da a la imagen una orientación NE-SO (Fig. 9-8a).

Por otra parte el cabeceo, alabeo, giro lateral del sensor o variaciones en su altura y velocidad pueden provocar distorsiones con cambios en la geometría o en la escala.

En el caso de los sensores que tienen un ángulo grande de barrido, se produce una diferencia en el tamaño del píxel entre la parte central de la imagen y los bordes por efecto de del aumento de la distancia en dirección a estos. Por otra parte la deformación producida por el relieve es muy inferior a la que se produce en la foto aérea debido a la relativa alta relación entre la altura del satélite, respecto al ancho la faja de registro (Fig. 9-8b).

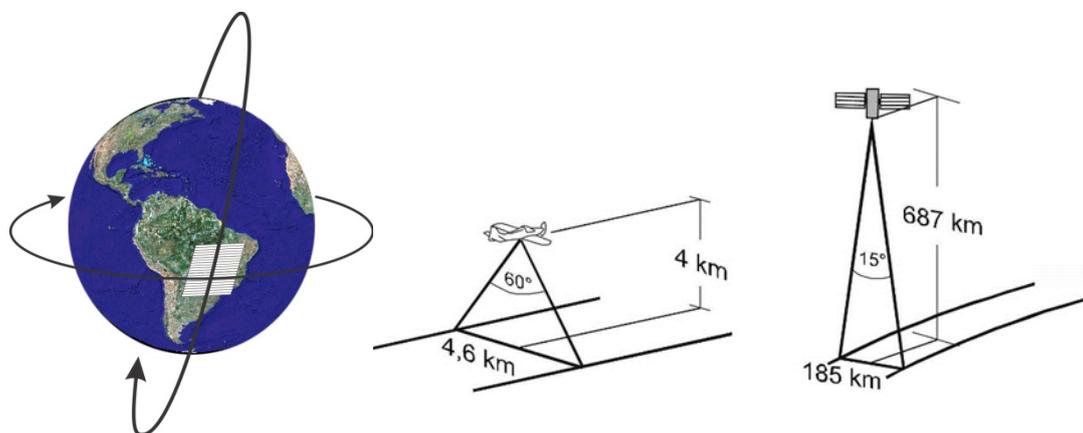


Figura 9-8. a) Distorsión de la imagen por rotación de la tierra durante la adquisición de la imagen. b) Comparación de la geometría de adquisición de fotos aéreas de 23 cm de ancho y escala 1:20.000 (en el caso de una cámara de 60° de capo angular) y de la imagen LANDSAT.

Resolución

La resolución de un sensor es su habilidad para registrar y discriminar la información detectada. El concepto de resolución implica al menos cuatro manifestaciones: espacial, espectral, radiométrica y temporal.

Resolución espacial

La resolución espacial es más utilizada en el ámbito no académico y es un término popularizado principalmente por las cámaras de fotos de fotos digitales, pero también en las resoluciones de las pantallas de los teléfonos o televisores. En estos contextos es común hablar de píxeles. Las imágenes están compuestas por una malla con un determinado número de cuadrados, donde cada uno de ellos almacena un único valor de información. Cada uno de estos cuadra-

dos se denomina pixel y es el tamaño mínimo de información que está contenida en una imagen. Por ejemplo un televisor Full HD cuenta con 1920x1080 pixeles (2,1 megapíxeles (mpx)) mientras que los 4K alcanzan los 3840x2160 (8,3 mpx).

En las imágenes satelitales la resolución espacial depende de la altura de la órbita (mayor altura, menor resolución) y de la velocidad de exploración. La resolución espacial juega un papel fundamental condicionando la escala de trabajo y la fiabilidad de la interpretación.

Hay satélites que priorizan la resolución espacial, alcanzando resoluciones sub-métricas, es decir cada pixel mide menos de 1 m² (Fig. 9-9 a y b). Sin embargo existen otros tipos de satélites donde otro tipo de resoluciones son más relevantes. Debemos considerar además que para cubrir una cierta área, el archivo de una imagen de muy alta resolución espacial ocupará más tamaño que un archivo de una imagen de menor resolución espacial.

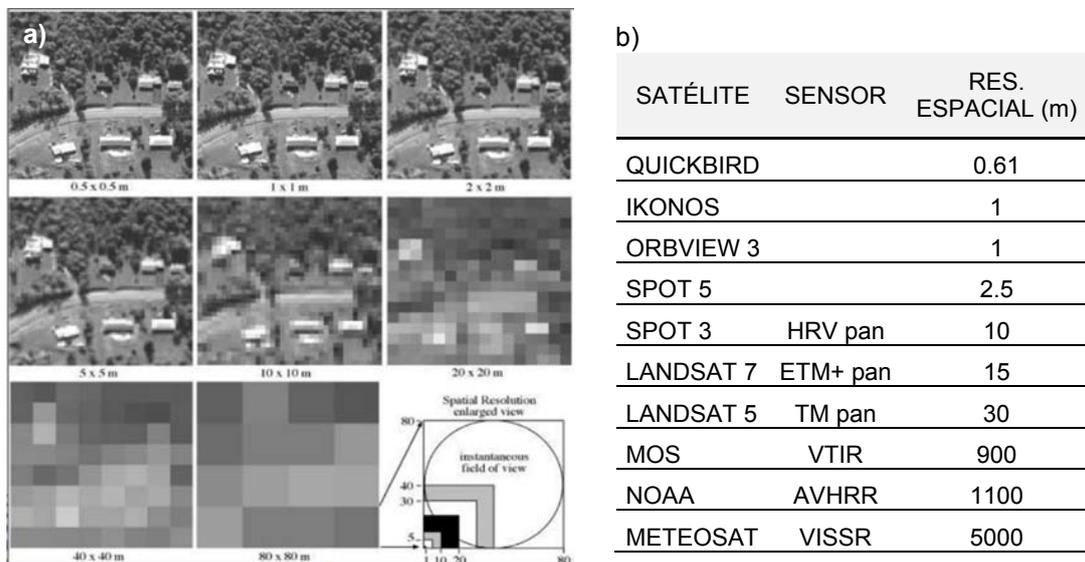


Figura 9-9. a) Distintas resoluciones para una misma área, desde un pixel de 50 cm, hasta 80 m. b) Distintas resoluciones espaciales expresadas en tamaño del pixel de algunos satélites populares.

Resolución espectral

La resolución espectral indica el número y ancho de las bandas espectrales, porciones del espectro electromagnético, que puede discriminar el sensor. Debido a esto, un sensor tendrá una mayor resolución espectral cuando proporcione un mayor número de bandas.

Como hemos visto, el espectro electromagnético es un continuo y cada banda registra la información de una determinada porción del espectro. Para construir una imagen de color real es necesario contar con 3 bandas ubicadas en el espectro visibles y deben registrar el rojo el verde y el azul.

La mayoría de los sensores están diseñados para medir distintos intervalos del espectro. Por ejemplo el sensor LANDSAT 8 presenta 11 bandas (Fig.9-10). La 1 con penetración del agua/aerosol, de 2 a 4 son las del espectro visible, la 5, 6 y 7 ubicadas en el infrarrojo, la 8 es una banda con mayor resolución espectral que cubre la región del visible, 9 Cirrus, la 10 y la 11 registran en el infrarrojo termal.

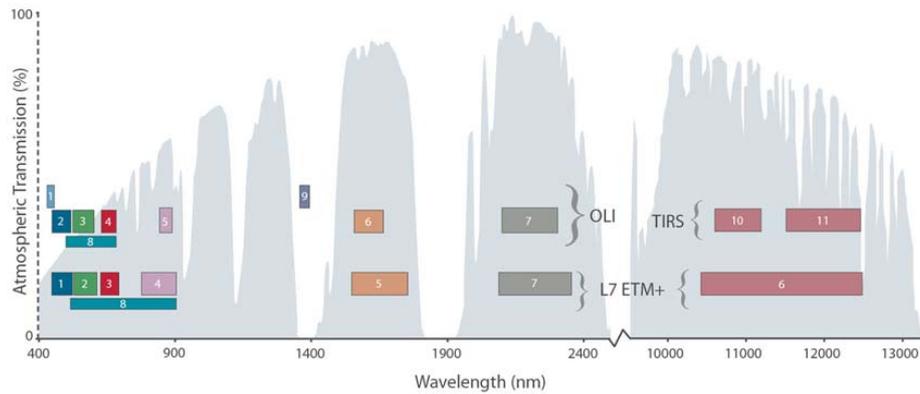


Figura 9-10. Comparación de las bandas del Landsat 7 (abajo) y el Landsat 8 (arriba). Mientras que el satélite Landsat 7 contaba con 8 bandas, el satélite Landsat 8 cuenta con 11. Tomado de la página oficial de la NASA.

El satélite Aster presenta 14 bandas y sus imágenes han sido muy utilizadas en la exploración minera debido a la cantidad de bandas que presenta en la región del infrarrojo. Estas permitan una buena discriminación de minerales hidratados, como las arcillas, minerales muy frecuentes como resultado de la alteración hidrotermal. Existen también satélites que portan sensores que registran una muy numerosa cantidad de bandas, todas ellas con un ancho muy estrecho, lo que permite ampliar el espectro de reflectancia que capta el sensor. A este tipo de sensores se los conoce como hiperespectrales (Fig. 9-11a). Estas imágenes permiten realizar espectrometría de reflectancia, comparando la reflectancia registrada con la respuesta ideal de cada mineral (Fig. 9-11b). Estas respuestas ideales están reunidas en una biblioteca y con ayuda de software es posible generar mezclas de minerales y observar como sería el patrón de reflectancia resultante.

Resolución radiométrica

Cuando vemos una imagen satelital, la misma es una combinación de tres o más bandas que dan como resultado una imagen coloreada, sin embargo, cada una de las bandas es representada en escala de grises.

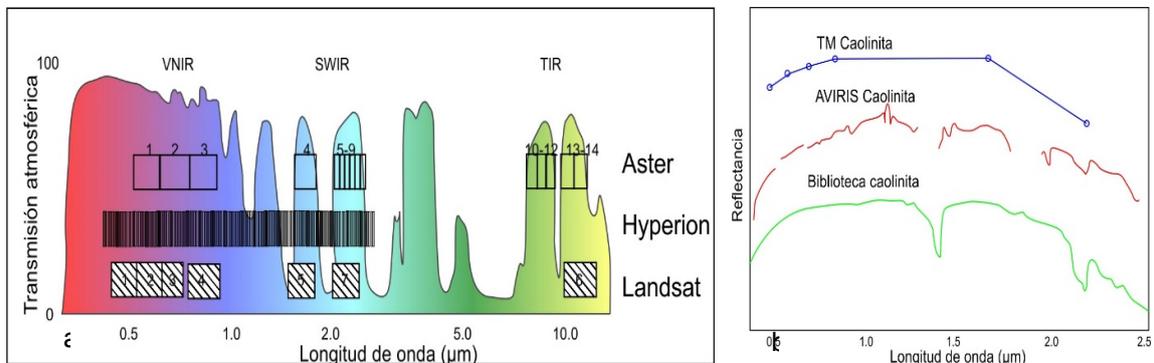


Figura 9-11. a) Ejemplo de número de bandas y área de cobertura del espectro electromagnético de cada una. b) Resultado de la reflectancia de la caolinita analizado con un sensor multispectral (Landsat), hiperespectral (AVIRIS) y el espectro teórico del mineral.

El número de posibles tonos de gris que pueda tener una imagen es la resolución radiométrica. Esta resolución indica la capacidad que tiene el sensor para diferenciar las intensidades de radiancia que recibe. La resolución radiométrica se cuantifica en bits. A mayor cantidad de bits más posibles tonos de grises, al estar codificado en un sistema binario, presentan una relación exponencial con base 2.

A modo de ejemplo las bandas de Landsat 7 son de 8 bits, es decir $2^8=256$. El negro se le asigna un valor de 0, mientras que el blanco 255, todos los tonos de grises ocupan valores entre el 0 y el 255. Las imágenes de Landsat 8 son de 12 bits, por lo tanto pueden contener 4096 variaciones de grises.

Resolución temporal

La resolución temporal mide el tiempo de paso del satélite sobre la vertical de un punto, o dicho de otra forma, se refiere a la frecuencia con que el satélite puede recoger información de un mismo lugar de la tierra, en el caso del LANDSAT 8, cada 16 días. Un satélite con una alta resolución temporal permite abordar estudios de la evolución temporal de algún fenómeno. Por ejemplo los satélites meteorológicos presentan una periodicidad de 12 horas, sin embargo la resolución espacial de estos satélites suele ser muy baja. En geología puede ser importante para el seguimiento de las plumas producto de erupciones volcánicas, o el monitoreo de inundaciones. En una escala de tiempo mayor, podemos considerar los cambios en la línea de costa marina o lacustre, el movimiento de dunas eólicas, la modificación de los suelos a partir de distintos usos, etc.

Estructura de la imagen

Como se indicó anteriormente las imágenes son transmitidas a la tierra en formato digital. Cuando se adquiere comercialmente una imagen, se obtienen varios archivos de información numérica que corresponden a la energía medida por el sensor en cada banda del espectro electromagnético para cada píxel

Una imagen entonces está conformada por un conjunto de matrices numéricas de datos (tantas matrices como bandas haya discriminado y transmitido el sensor) de tres dimensiones, columnas, líneas y valor espectral de cada píxel.

Este valor espectral es un número denominado nivel digital (ND) que representa la cantidad de radiación recibida por el sensor para ese píxel en una banda determinada.

Cuanto mayor sea el ND para una determinada banda, mayor será la reflectancia y por lo tanto menor la absorción para esa banda.

Visualización de la imagen

Esta información numérica es transformada a una imagen con distintos niveles de grises, condicionada por la resolución radiométrica que posea el sensor para esa banda.

Para construir una imagen a color que nosotros podamos ver, necesitamos asignarle un color a esas imágenes en escala de grises. A modo de ejemplo, para una imagen de 8 bits, los tonos de grises pueden llegar a 256 (Fig.9-12a y b).

El proceso que se hace para tener una imagen color es asignarle un canal, es decir un color, a una banda de la imagen. A modo de ejemplo, puede colorearse con la máxima intensidad de rojo el valor de 255, y asignar tonos decrecientes hasta el negro que alcanzaría el valor de 0 (Fig.9-12c y d). Lo mismo puede hacerse con la banda que registra el verde y la banda del azul. Al asignarse la banda que registra las longitudes de onda del rojo al canal R, las del color verde al canal G y la del color azul al B, se obtiene una imagen color real. La visualización simultánea de varias bandas implica la combinación aditiva de colores. El número máximo de bandas que se pueden visualizar simultáneamente es tres una para la banda R, otra la banda G y otra para la banda B.

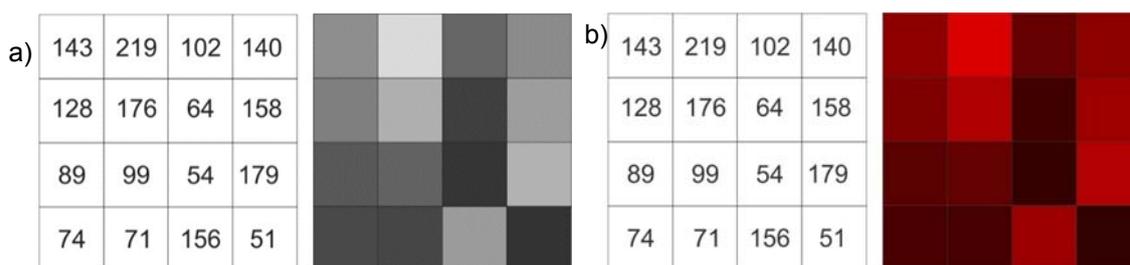


Figura 9-12. a) Matriz de niveles digitales con valores numéricos. b) La misma matriz con los valores numéricos transformados en niveles de gris. c) colores en la gama del rojo según la escala que varía desde 0 para el color negro al 255 para el rojo. d) Matriz de color con niveles de rojo.

Si, como en el caso de las imágenes multiespectrales, tenemos información de otros sectores del espectro, como el infrarrojo, podemos asignarle esa banda a algún canal específico. De esta forma se combinan las bandas para realizar determinaciones de los materiales que componen la superficie de la Tierra

Procesamiento de imágenes digitales

Hasta aquí hemos visto fundamentalmente combinaciones en el espectro visible, pero por supuesto que pueden utilizarse las otras bandas y generar combinaciones que nos permitan realizar determinaciones sobre la composición de la superficie terrestre. La nomenclatura de las combinaciones suele estar dada por el número de la banda y el orden que representa cada uno de los canales. Así, una imagen Landsat 7 con la combinación 741, contendría en el canal del

rojo a la banda 7, en el canal verde la 4 y el azul estaría la banda 1. Un ejemplo del resultado de esta combinación puede verse en la figura 9-13.

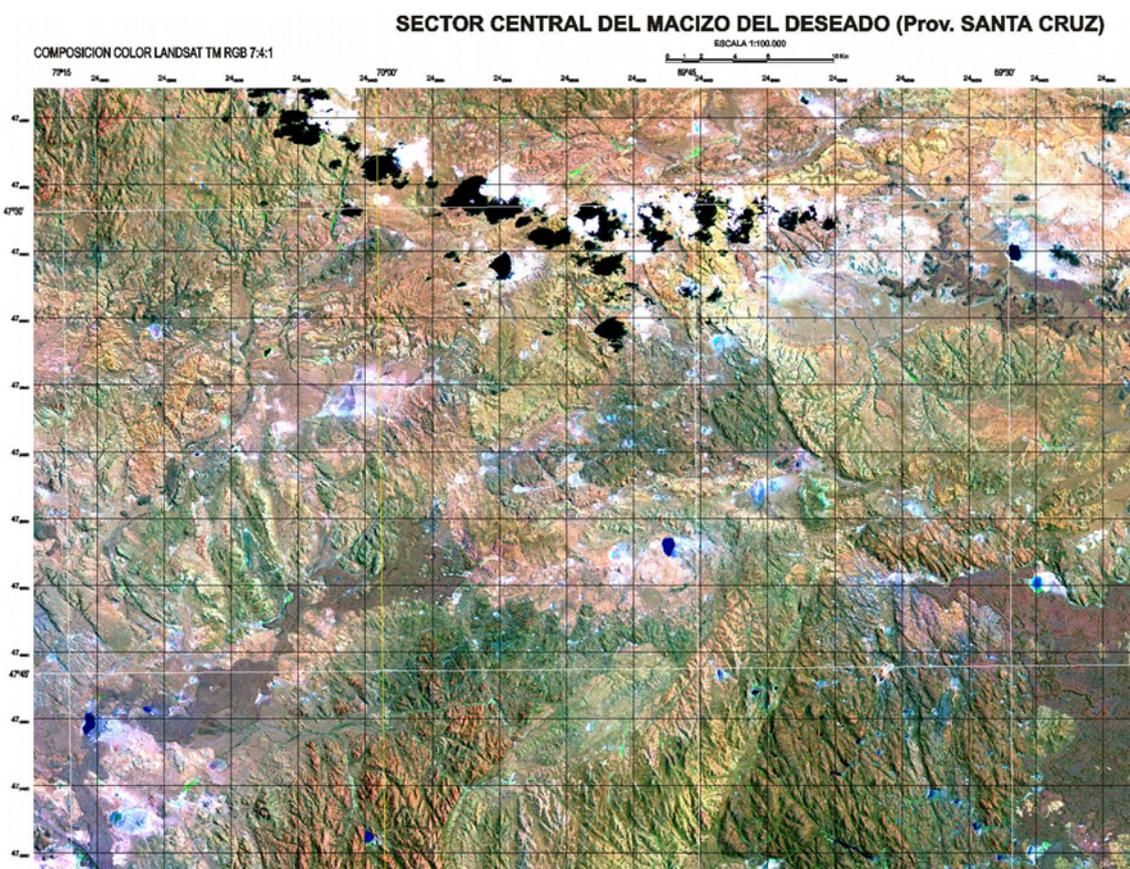


Figura 9-13. Imagen LANDSAT 7 RGB 7 - 4 - 1 (falso color), de una porción de la provincia de Santa Cruz.

Sobre la base de las características del terreno (cobertura vegetal, desarrollo de suelos, composición litológica, mayor o menor presencia de humedad) y en función de los rasgos geológicos que interese resaltar, se pueden elegir combinaciones de distintas bandas con asignación a las mismas de distintos colores. Diferentes combinaciones producirán distintas imágenes y para interpretarlas se deberá utilizar los criterios de tono, textura y color.

Asimismo, el tratamiento digital de la imagen permite obtener nuevas matrices de datos producto del procedimiento aritmético entre los valores digitales de distintas bandas. El caso más común y simple es el cociente de bandas. En este caso la matriz que se introduce en un canal es la resultante de la división de los valores de cada banda. Si ambos valores son similares, el cociente resultante es un número cercano a 1. Si el numerador es bajo y el denominador alto, el cociente se aproxima a cero. Si esto se invierte (mayor numerador, denominador bajo) el número es muy superior a 1. Por ejemplo, si se divide la banda roja/infrarroja cercana permite realizar una buena discriminación entre rocas aflorantes y áreas cubiertas con vegetación. La división entre el rojo/azul, enfatiza los minerales naranjas, como los óxidos de hierro. Mediante el cociente entre bandas y algunas operaciones aritméticas algo más complejas es posible

establecer índices de minerales (Fig. 9-14), así es posible componer una imagen que indique la silicificación, la alteración hidrotermal, la oxidación, etc.

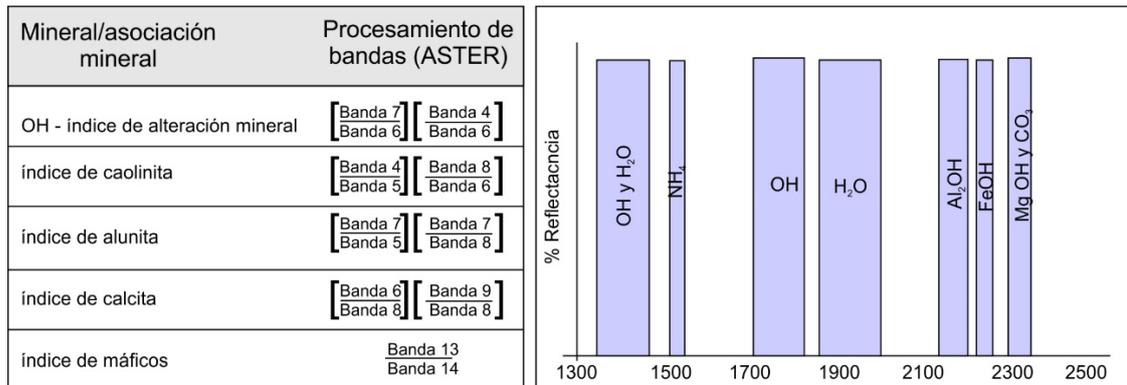


Figura 9-14. Combinaciones y procesamiento de bandas para establecer algunos de los índices más comunes en la prospección de yacimientos hidrotermales. (modificado de Pour y Hashim, 2012)

En la figura 9-15 se muestra una imagen producida por la combinación de cociente entre bandas que permitió resaltar zonas silicificadas asociadas a mineralizaciones hidrotermales de oro y plata.

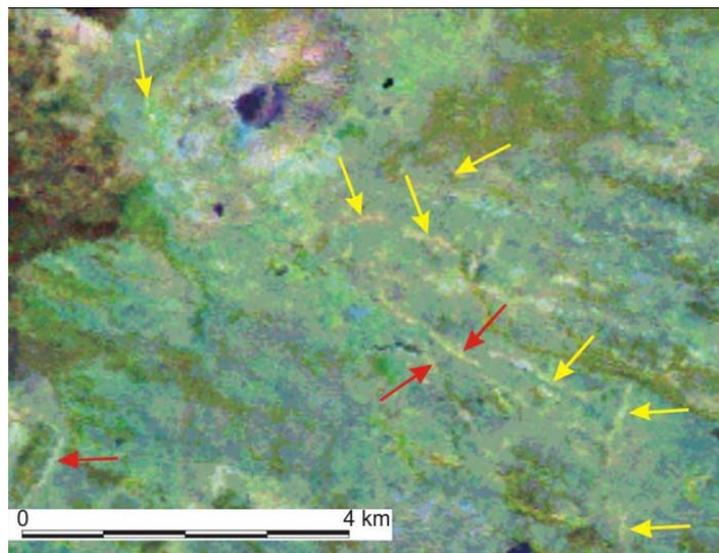


Figura 9-15. Imagen producto de la combinación de cocientes entre bandas RGB Banda 1/ Banda 7, Banda 4/ Banda 2, Banda 1/Banda 3, en la que se puede visualizar sectores silicificados registrados durante un reconocimiento preliminar de campo (flechas rojas) y otros (flechas amarillas) reconocidos positivamente durante el mapeo regional posterior al análisis de la imagen.

Referencias

- Chuvieco, Emilio. (1996). *Fundamentos de teledetección espacial*. 568 pp. 3a Ed. Revisada. Madrid: RIALP.
- De Romer, J. (1969). *Fotogeología aplicada*. 136 pp. Buenos Aires: Eudeba.

- Drury, S. A. (1993). *Image interpretation in geology*. 283 pp. 2a Ed., London: Chapman & Hall.
- Florinsky, I. V. (2012). *Digital terrain analysis in soil science and geology*. 395 pp. Amsterdam: Elsevier.
- Jensen, John R. (2005). *Introductory digital image processing*. 526 p. New Jersey: Pearson Prentice Hall.
- Lillesand, Th. Y Kiefer, R. (1994). *Remote sensing and image interpretation*. 750 pp. 3a Ed.. New York: John Wiley & Sons.
- Pour, A.B. y Hashim, M. 2012. The application of ASTER remote sensing data to porphyry copper and epithermal gold deposits. *Ore Geology Reviews* 44, 1-9.
- Scanvic, Jean-Yves. (1989). *Teledetección aplicada*. Traducción de la edición francesa. 200 p. Madrid: Paraninfo.
- Tarolli, P. (2014). In press. High-resolution topography for understanding Earth surface processes: opportunities and challenges. *Geomorphology* 216, 295–312.

CAPÍTULO 10

Métodos de mapeo geológico

Horacio Echeveste

Introducción

El mapeo geológico es el proceso de transferir las observaciones de la geología realizadas en el campo a uno de los diferentes tipos de mapa base mencionados anteriormente. Un buen mapa geológico se genera casi por completo en el campo y tienen las siguientes características:

(a) La información registrada debe ser objetiva, basada en un examen cuidadoso de las rocas y las exposiciones, realizado con una mente abierta y sin ideas preconcebidas.

(b) Se deben mostrar tanto los datos observados positivamente como lo interpretado, pero el lector del mapa debe poder distinguir claramente entre la información que fue observada en el lugar (datos) y las inferencias que se hicieron de las observaciones geológicas (interpretación). Por ejemplo, los contactos litológicos que se observan en afloramiento deben ser claramente distinguidos de los que se basan en el mapeo de *float* (fragmentos de roca dispersos sobre el terreno), a partir del análisis de los suelos o fotointerpretados.

(c) Las relaciones geológicas/temporales entre unidades, estructuras, etc. deben ser consistentes en todo el mapa.

(d) Los datos se deben mostrar en un nivel de detalle que corresponda a la escala del mapa, el mapa no debe contener excesiva información que lo torne confuso e imposible de leer ni estar escaso de datos.

Como vimos en capítulos anteriores el mapa base puede ser un mapa topográfico, una imagen satelital georeferenciada o un mosaico de fotografías aéreas controlado o semicontrolado. Puede ocurrir que sea necesario levantar el mapa topográfico simultáneamente con el mapa geológico, con brújula, instrumental óptico (plancheta, teodolito o estación total) o GPS. En la República Argentina el mapa topográfico a escala 1:250.000 del IGN es el mapa base donde se vuelca la geología de las cartas del Servicio Geológico Minero Argentino, organismo encargado de realizar la carta geológica de la República Argentina.

Antes de continuar, dos recomendaciones:

1- Cuando nos encontramos por primera vez en la zona a levantar, antes de comenzar el trabajo en sí, es imprescindible, realizar una recorrida de reconocimiento del lugar para planificar adecuadamente las tareas.

2- Debemos ser rigurosos durante el mapeo, el mapa no debe dejar dudas respecto a la calidad de las observaciones en las que está basado.

Tipos de mapa geológico

Según Barnes y Lisle (2003) los mapas geológicos se dividen en cuatro grupos principales: mapas de reconocimiento; mapas regionales; mapas a gran escala de zonas limitadas; y mapas para fines especiales.

Los mapas geológicos de reconocimiento se realizan para cubrir grandes áreas volcando la mayor información geológica posible en el menor tiempo. Son generalmente hechos a escala de 1:250.000 o más pequeñas. Se pueden elaborar a partir de fotointerpretación o del análisis de imágenes satelitales, con un mínimo de control de campo, solo para identificar tipos litológicos y las principales características estructurales. Nuestro país posee mapas geológicos a escala 1:750.000 que cubren todo el territorio nacional (mapas geológicos de provincias).

Los mapas geológicos regionales son resultado de trabajos de mayor detalle, con un riguroso control de campo. En nuestro país el levantamiento geológico regional está a cargo del SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino). El SEGEMAR ha realizado mapas a escala 1:200.000 (programa discontinuado en 1994) y 1:250.000, cubriendo especialmente las áreas montañosas y gran parte de la Patagonia. A escala 1:100.000 solo se han levantado unas pocas cartas (menos de 40), por lo que se puede concluir que aún queda mucho por hacer respecto al relevamiento geológico de nuestro país. El mapa geológico regional a escala 1:200.000 tenía como mapa base un mapa topográfico levantado por el IGN para ese fin. Los mapas levantado por el SEGEMAR a escala 1:250.000 se realizan generalmente mediante fotointerpretación y análisis de imágenes de satélites con control de campo.

Los mapas geológicos de detalle normalmente son de escala 1:20.000 y más grandes. Suelen realizarse en áreas delimitadas a partir de tareas de prospección minera, zonas de interés petrolero o en aquellas donde se desarrollaran proyectos ingenieriles de gran envergadura como represas. Nuestro país no cuenta con ningún proyecto gubernamental para levantar de manera sistemática mapas de escala 1:20.000 o mayores, por lo que en caso de tener necesidad de contar con información geológica a estas escalas, el mapa debe ser realizado durante la ejecución del proyecto.

Los mapas especializados pueden ser de distintos tipos según el atributo geológico mapeado. En general suelen ser mapas de escala grande, en algunos casos realizados con fines económicos. Entre estos se pueden mencionar los mapas de alteración hidrotermal, de muestreo superficial o de atributos geofísicos realizados durante tareas de exploración en zonas de

interés minero. Otros mapas especializados son los mapas estructurales, geomorfológicos, de suelos, etc. El uso cada vez más generalizado de software GIS (ver Anexo V), permite superponer capas de distintos atributos geológicos y relacionarlos entre sí.

Unidades de mapeo

En el caso de comenzar el mapeo con la interpretación en el gabinete de un mapa base constituido por fotos aéreas o imagen de satélite, las unidades de mapeo podrán definirse tempranamente de acuerdo a las características de tono, textura o color que distinga una de otras. Los nombres de estas unidades serán provisorios, hasta el chequeo de la interpretación en el campo. En algunos casos, y con algo de experiencia, el intérprete podrá distinguir los tipos de rocas principales (sedimentarias, ígneas o metamórficas), y una cuidadosa revisión bibliográfica y cartográfica-geológica, posiblemente permita distinguir formaciones definidas en trabajos previos que incluyan el área de mapeo.

Una vez en el campo, las unidades que se representarán en el mapa pueden ser formales o informales. Las unidades formales (Supergrupo, Grupo, Formación, Miembros, Estrato o Colada) son aquellas que han sido definidas en trabajos de mapeo previos. En regiones de escaso conocimiento geológico puede ser necesaria la definición de nuevas unidades con características que permitan distinguirlas de otras. Como indicamos en capítulos anteriores, las unidades de mapeo que se definan para una región estarán en función de la escala. Puede ocurrir, en el caso de un levantamiento de detalle realizado en una zona que cuente con mapa geológico regional, por ejemplo a escala 1:200.000, que las formaciones definidas en este, no brinden el detalle requerido y deba dividírselas en jerarquías menores como miembros por ejemplo. De todas maneras, trazar en el mapa unidades litológicas de menos de 2 mm de espesor puede resultar dificultoso, por lo tanto, por ejemplo a escala 1:5.000, el espesor mínimo de una formación debería ser del orden de los 10 m para que pueda ser agregada al mapa. Unidades más delgadas serán difíciles de representar, sin embargo, la incorporación de una capa guía, a pesar de poseer un reducido espesor, ayudará a la interpretación de la estructura de una secuencia sedimentaria. De definirse una nueva unidad o formación, sus límites, piso y techo, deben ser reconocibles en toda la zona de mapeo y tener continuidad lateral suficiente como para que pueda ser representada en el mapa.

La distribución de las unidades de mapeo se define en el mapa geológico mediante las trazas de los contactos, que podrían incluir superficies de falla, contactos estratigráficos conformes, contactos intrusivos o discordancias. Generalmente, los contactos concordantes, discordantes e intrusivos son todos dibujados utilizando los mismos tipos de línea. El tipo de contacto representado en el mapa, visible o inferido, debe estar contenido en la información de la leyenda del mapa.

Definición del nombre de la roca

Una vez en el campo se puede elegir un nombre descriptivo que puede incluir el tipo de roca, tamaño de grano, color, contenido mineral, etc. Por ejemplo “arenisca tuffítica blanca” o “granito muscovítico porfírico de grano medio”. Una herramienta indispensable para la determinación mineralógica es una lupa de mano de 10 aumentos. En el caso de las rocas de grano fino, su clasificación en el campo puede resultar difícil, por lo tanto se puede elegir un nombre descriptivo que no incluya clasificación, por ejemplo “sedimentita gris”, “volcanita verde”. En muchos casos la clasificación definitiva de la roca deberá realizarse en el gabinete con ayuda de estudios petrográficos (rocas plutónicas, metamórficas y algunas sedimentarias) o análisis químicos (rocas volcánicas) de muestras recolectadas para estos fines específicos.

En nombre definitivo de la unidad es el que constará en las referencias del mapa y en el informe que lo acompaña y podrá ser formal o informal. Si se define una nueva unidad, para su incorporación formal se seguirá las recomendaciones del Código Argentino de Estratigrafía (1992) que define las normas y procedimientos usados en la clasificación estratigráfica en el país. El nombre de la nueva unidad litoestratigráfica deberá consistir de un topónimo precedido por el rango de la unidad (por ejemplo Grupo Curamalal, Formación Potrerillos) o con un término litológico seguido de un topónimo (por ejemplo Arenisca Avilé).

Descripción de la roca

Una vez definidas las unidades de mapeo se procede a la descripción de las rocas (sedimentarias, ígneas o metamórficas). La descripción debe hacerse y registrarse en la libreta en el campo, se consignará la composición mineralógica y abundancia relativa de las especies minerales, tamaño de grano, textura, estructura y color en superficie fresca.

Métodos de mapeo

Tradicionalmente se han dividido los métodos de mapeo geológico en tres tipos, dos de ellos condicionados por la escala en que el mapa será editado: método de los contactos para mapas regionales de escala pequeña y mapeo de todos los afloramientos para mapas de detalle de gran escala. El tercer tipo, método de los perfiles, puede emplearse tanto en mapas regionales como de detalle, en zonas bien expuestas como en regiones con escasos afloramientos, su principal característica es que permite un adecuado control en la densidad de las observaciones y una buena administración del tiempo disponible para realizar el trabajo.

Mapeo de contactos

La ubicación de contactos entre unidades litológicas o formaciones constituye el objeto principal del levantamiento geológico. El mapeo de contactos es el método empleado en

los mapeos regionales, de escala pequeña a intermedia, 1:20.000 y más pequeña; consiste en volcar en el mapa la traza de los contactos entre las distintas unidades de mapeo en su intersección con la superficie topográfica. Una de las características más importante de este método es que no se tienen en cuenta la cobertura superficial, es decir se vuelca en el mapa la litología que subyace a los depósitos superficiales. En zonas pobremente expuestas, las rocas pueden estar ocultas por la vegetación o cubiertas por depósitos delgados no consolidados como los materiales resultantes de la meteorización de las rocas, suelo (poco o muy desarrollado), detritos de talud o "coluvio" en general. Las distintas litologías que subyacen a estos depósitos superficiales pueden inferirse analizando distintas pistas que se verán más adelante.

Donde se cuenta con mapa base constituido por fotos aéreas y/o imágenes satelitales (si las condiciones fisiográficas son adecuadas con buenos afloramientos y escasa cobertura vegetal), en general los contactos litológicos se pueden seguir en la foto de manera más o menos segura con ayuda de un estereoscopio, en ocasiones los contactos se reconocen mejor que en el terreno. En las fotografías suelen detectarse pequeños cambios en el relieve o en la cobertura vegetal que pueden indicar la posición de un contacto y que pasan desapercibidos en el terreno. De esta manera el trabajo de campo consiste generalmente en chequear la fotointerpretación que se hizo previamente en gabinete revisando en el terreno un número adecuado de afloramientos escogidos en los puntos de mejor accesibilidad.

Si no se cuenta con imágenes de percepción remota, pero se tiene un buen mapa topográfico como mapa base, o el mapa base se levanta simultáneamente con el levantamiento geológico, el levantamiento de contactos consiste en caminar a lo largo de las trazas de contactos litológicos levantando puntos con GPS o con el instrumental con que el mapa está siendo elaborado. Los contactos se dibujan sobre el mapa base uniendo los puntos donde este fue observado o inferido e indicando la inclinación del mismo. Con lápiz de color se pinta a cada lado de la línea con el color elegido para cada roca o formación.

En muchas ocasiones los contactos entre distintas unidades solo son visibles positivamente en algunos sectores aislados, estando cubiertos en otros. Una manera de determinar la posición del contacto en las zonas cubiertas es levantar puntos en zigzag en afloramientos de ambas unidades a ambos lados de la zona cubierta y trazar el contacto entre los límites dados por estos puntos (Fig. 10-1). Estas líneas de contacto aproximadas deben dibujarse con líneas interrumpidas y si la posición del contacto es incierta pueden intercambiarse signo de interrogación.

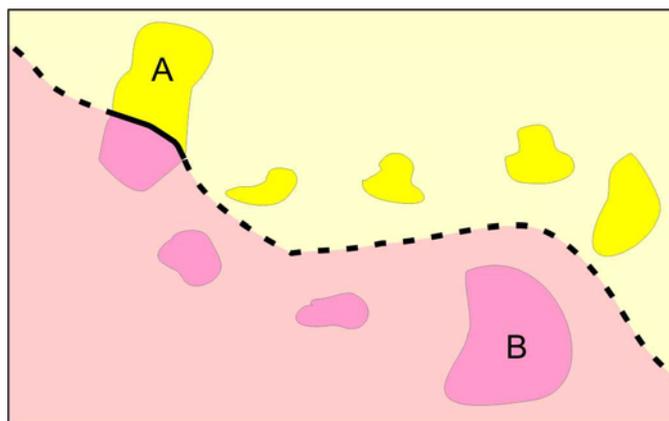


Figura 10-1. Los colores fuertes indican las rocas expuestas. La traza del contacto entre ambas unidades, A y B, se marca con línea sólida cuando es visible y discontinua cuando es inferido.

En algunas regiones el mapeo de contactos es sencillo, en otras puede resultar muy difícil debido a que las rocas están pobremente expuestas, cubiertas por depósitos superficiales. Las rocas cubiertas pueden inferirse analizando el color y textura del suelo o regolito si estos no son transportados (Fig. 10-2a), por la presencia de minerales resistentes a la meteorización asociados a las unidades de rocas presentes en el derrubio (Fig. 10-2b), o por cambios de pendiente producidos por diferente resistencia a la erosión de los distintos tipos de roca. En zonas pobremente expuestas puede identificarse el tipo de roca cubierta por suelos en los pozos de árboles desarraigados o analizando los detritos de cuevas de animales o pozos para postes.

Otra pista que da pautas sobre la geología del subsuelo es el drenaje. Por ejemplo la presencia de un terreno pantanoso puede indicar un sustrato impermeable compuesto por granitos, lutitas o sedimentos arcillosos, mientras terrenos secos, bien drenados indicaría la presencia de areniscas, gravas o calizas en el subsuelo. Un ejemplo que ilustra estas condiciones son los suelos desarrollados sobre los diques de diabasas intruidos en granitoides en el sistema de Tandilia; la roca básica, menos resistentes a la meteorización, tiende a producir suelos más desarrollados, más aptos para el crecimiento de gramíneas, cuyo color distintivo contrasta con los adyacentes (Fig. 10-2c). Otro ejemplo son los bosques de tala que crecen sobre los suelos calcáreos, mejor drenados, desarrollados sobre los cordones de coquinas en la costa bonaerense claramente identificables en la fotografía aérea (Fig. 10-2d).

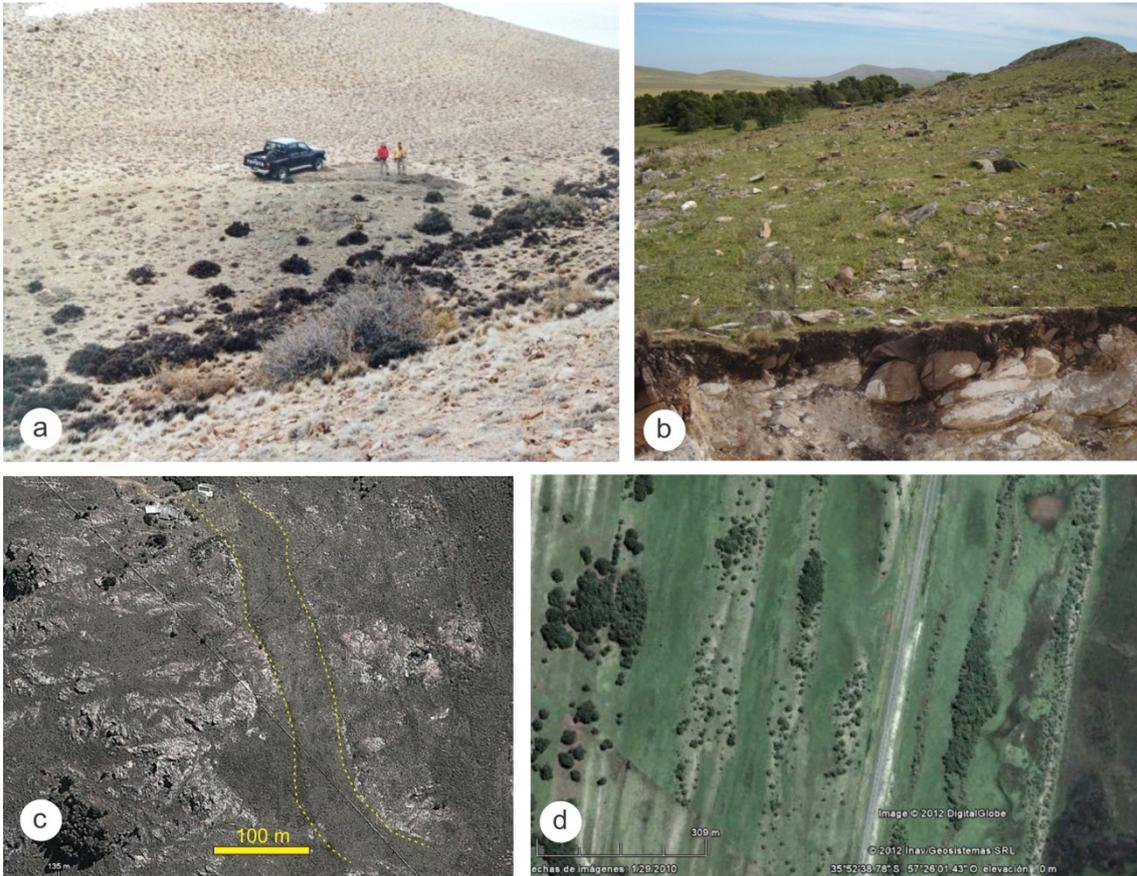


Figura 10-2. a) El color y textura de la cubierta de suelo o regolito, si estos no son transportados, pueden dar indicio de la roca subyacente. En este caso, el color oscuro del regolito indica la presencia de roca volcánica basandesítica, rodeada de rocas volcánicas ácidas (composición riolítica). Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. b) La presencia de minerales resistentes a la meteorización asociados a las unidades de rocas presentes en el derrubio (floats), cuarzo de cuarcitas en este caso, permite identificar la roca del subsuelo. Cuarcitas del Grupo Ventana, Pigüé, provincia de Buenos Aires. c) Las diabasas y otras rocas básicas tienden a producir suelos desarrollados. En este caso, diques de diabasa intruyen rocas graníticas Transamazónicas, Tandil, provincia de Buenos Aires. d) El desarrollo de una vegetación específica también puede dar una pista de las rocas presentes en el subsuelo, montes de tala sobre cordones de conchilla en la Bahía de Samborombón, provincia de Buenos Aires.

Manantiales o surgencias alineadas en pendientes de colinas suele indicar el contacto entre rocas permeables pendiente arriba con rocas impermeables. Distinta composición litológica en ambas márgenes de quebradas o arroyos pueden indicar contacto por falla entre ambas unidades ya que las zonas de falla, debido a la menor competencia frente a la erosión, suelen ser terrenos propicios para encauzar las aguas superficiales.

La presencia de fragmentos de roca poco transportados en el derrubio permite determinar los tipos de roca subyacente y la ubicación aproximada de un contacto (Fig. 10-3).

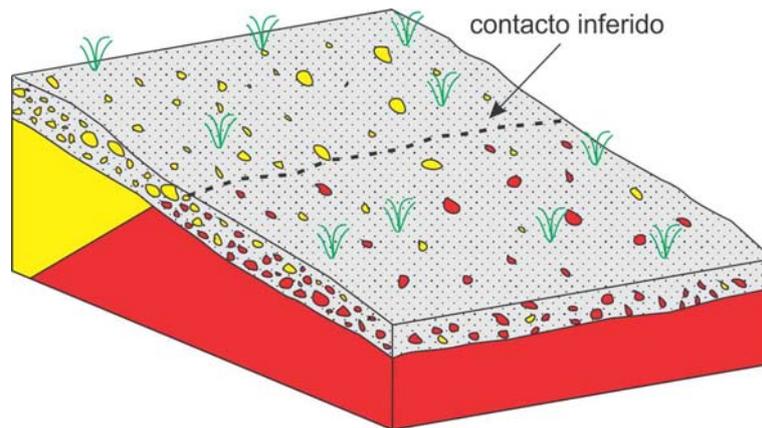


Figura 10-3. La presencia de fragmentos de rocas en el derrubio ayuda a ubicar la posición aproximada de un contacto.

Como expusimos anteriormente, los límites de las formaciones (contactos) deben dibujarse en el mapa de campo incluso donde las rocas no están expuestas. Donde hay ausencia de afloramientos y no existen evidencias indirectas de la ubicación de los límites entre unidades, en ocasiones podemos predecir la traza de un contacto no expuesto mediante la regla de las V geológicas. Al final de este capítulo abordaremos este tema de manera detallada.

Es importante mapear la posición de todos los contactos lo más completamente posible en el campo, donde sus posiciones se determinarán con más precisión que la que pueda hacerse en una fecha posterior en la oficina. Los únicos contactos que se deben agregar a un mapa en el gabinete son contactos inferidos que atraviesan zonas sin evidencia del tipo de roca subyacente o se extienden fuera del área cubierta por el programa de mapeo.

Mapeo por afloramientos o mapeo de todos los afloramientos

El mapeo de afloramientos es la base de gran parte de la cartografía geológica detallada a escala 1:10.000 y más grande. Es el estilo de mapa más común en la exploración minera. Muchos terrenos están compuestos de exposiciones de rocas más o menos dispersas separadas por zonas cubiertas por depósitos superficiales, vegetación, hielo, agua, etcétera. En este método, el geólogo debe examinar tantas exposiciones como sea posible. La extensión de cada afloramiento, o el grupo de afloramientos, se indica en el mapa de campo con el lápiz de color apropiado para ese tipo de roca o formación.

En la mayoría de las áreas, el mapeo de afloramiento se hace mucho más rápidamente e incluso con mayor precisión que hace unos años atrás gracias a la tecnología GPS y la disponibilidad de imágenes de satélite de alta resolución.

El mapeo por afloramientos es particularmente indicado en terrenos metamórficos donde las rocas pueden presentar una fuerte variabilidad en distancias pequeñas. En la figura 10-4 se muestra un mapa de un distrito minero levantado por el método de todos los afloramientos.

Mapeo por perfiles

Se suele adoptar este método para el mapeo de reconocimiento de grandes regiones, a escalas relativamente pequeñas (1:250.000 a 1:50.000). También suele ser el único método posible donde las exposiciones de las rocas están restringidas a cortes de carreteras, arroyos o filos.

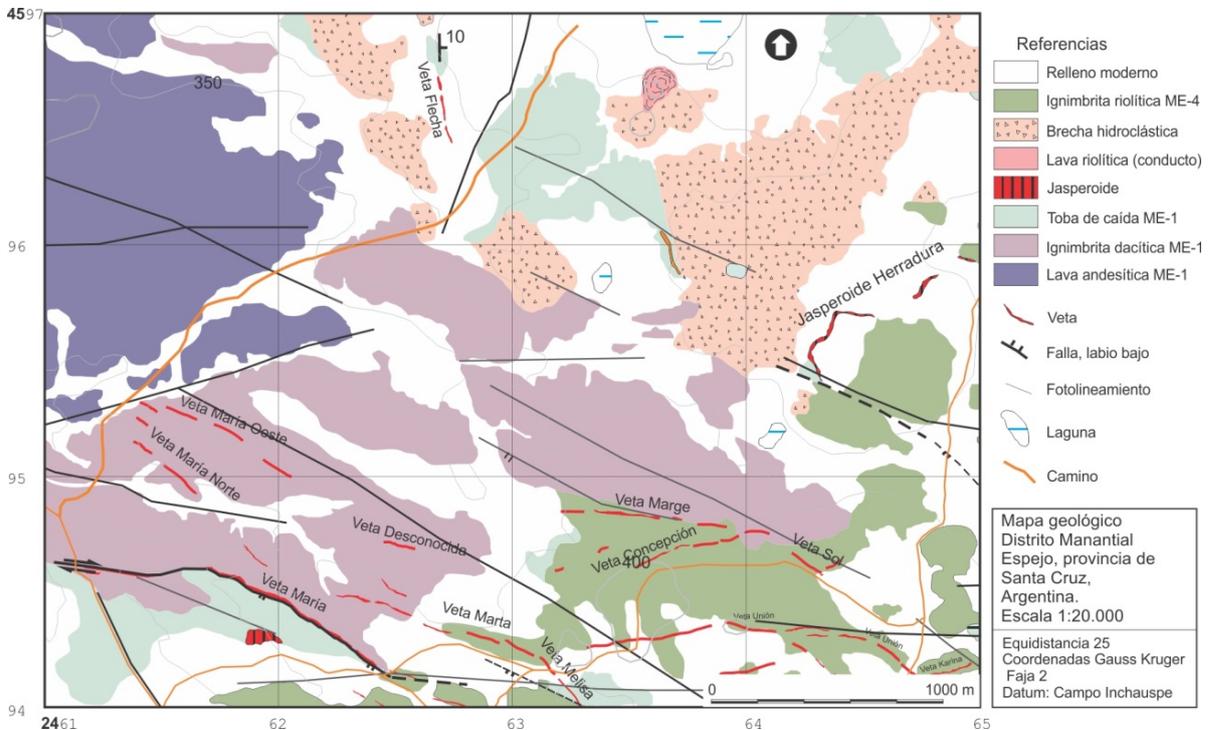


Figura 10-4. Un ejemplo de levantamiento por afloramientos del Distrito Minero Manantial Espejo, realizado con GPS sobre un mapa base constituido por una imagen de satélite de alta resolución, provincia de Santa Cruz.

Es un método apropiado en zonas donde la estructura no es muy compleja y adecuado para llevar un buen control de la densidad de las observaciones. En este método se hacen recorridos más o menos paralelos según rutas predeterminadas a intervalos espaciados de acuerdo al detalle requerido.

El mapeo por perfiles implica simplemente levantar la geología mientras se camina a lo largo de una ruta predeterminada. Los contactos y otros rasgos geológicos serán extrapolados entre las observaciones realizadas en perfiles contiguos (Fig. 10-5). Los itinerarios se planifican cortando lo más perpendicular posible a la estructura geológica regional. Es un método que da muy buenos resultados en el levantamiento de zonas plegadas y corridas.

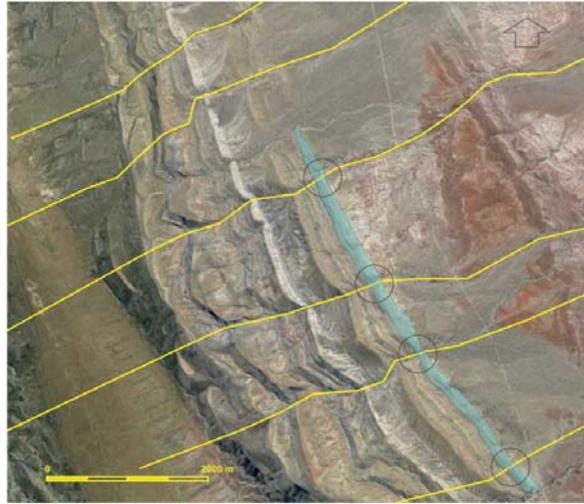


Figura 10-5. Un ejemplo de levantamiento por perfiles, líneas amarillas, de un sector de la faja plegada en la Cuenca Neuquina. Fuente Google Earth. Los círculos marcan los sectores donde cada perfil corta la unidad representada en el mapa con color celeste. Las zonas entre perfiles son interpretadas con ayuda de la imagen.

Las observaciones geológicas se vuelcan en el mapa base topográfico o imagen satelital georeferenciada a medida que progresa el perfil. El GPS ayuda en la correcta ubicación de las observaciones sobre el mapa base. Las trayectorias pueden georeferenciarse con GPS o, si se cuenta con un mapa base topográfico o foto aérea, los puntos de inicio y fin de cada recorrido deben ser ubicados en el mapa base.

Como se comentó anteriormente, en regiones cubiertas por depósitos glaciarios o aquellas de clima tropical o subtropical con desarrollo de espesas cortezas de meteorización y abundante cubierta vegetal, el método de los perfiles es el único posible de mapeo. Los contactos serán identificados en cortes naturales como cauces de ríos y arroyos o artificiales como cortes de caminos o vías férreas. Los trayectos deben realizarse necesariamente sobre arroyos o filos, que suelen ser los únicos sectores con afloramientos buenos y continuos (Fig. 10-6).

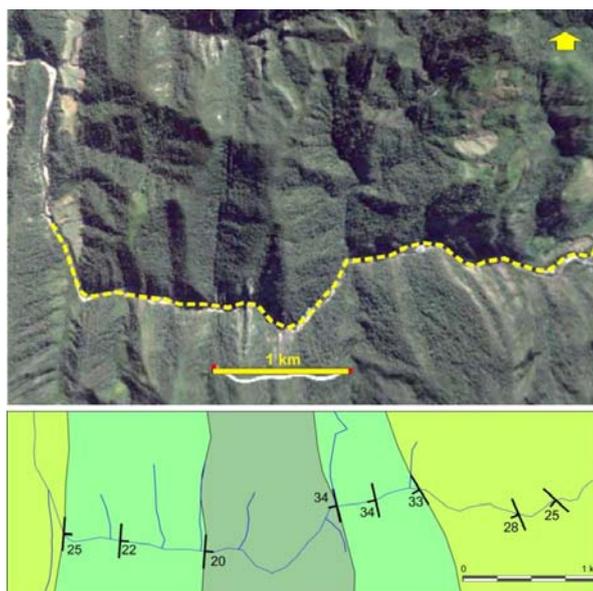


Figura 10-6. Imagen Quick-Bird (color real) de un sector de la faja plegada y corrida de las Sierras Subandinas del oriente Boliviano. La mayor parte del territorio está cubierto por una densa selva tropical. Un río antecedente que corta perpendicularmente la estructura, marca el itinerario a seguir en el levantamiento del perfil. Fuente Google Earth.

En regiones boscosas, donde se dificulta el uso del GPS, los filos suelen ser rasgos reconocibles en el mapa base topográfico, foto aérea o imagen satelital, facilitando la ubicación de las observaciones.

Cuando no se cuenta con mapa base y el mapeo por perfiles se realiza con plancheta, teodolito o estación total, cada perfil consistirá en una franja estrecha y alargada de unos 400 a 600 m de ancho (en el caso de hacer taquimetría) y del largo necesario para cubrir la zona de interés, normalmente levantada mediante una poligonal abierta. Para enlazar la faja levantada en una poligonal con la faja contigua, se levantan puntos de control que pertenezcan a ambas fajas. Estos puntos deben estar ubicados en sitios adecuados que sean visibles desde al menos dos estaciones de cada poligonal para ser ubicados por intersección (Fig. 10-7).

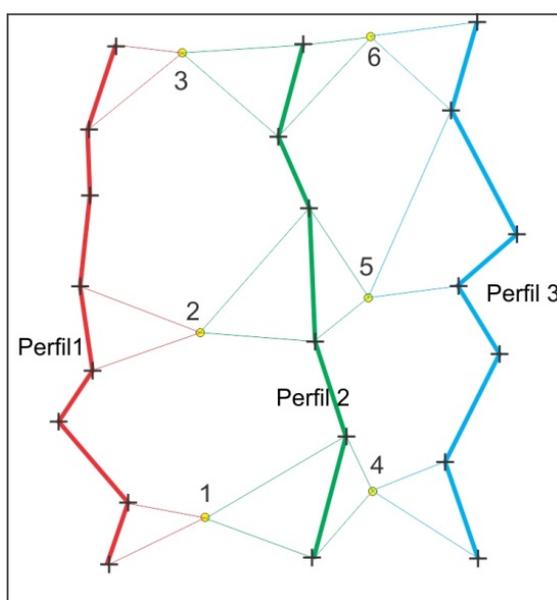


Figura 10-7). Levantamiento por el método de perfiles. A través de cada perfil se levanta una faja que debe incluir puntos de control (del 1 al 6), comunes al perfil contiguo. Los puntos de control permiten ajustar las fajas en un mapa único.

Traza de contactos según la regla de las V geológicas

Como mencionamos previamente, en ocasiones los contactos entre formaciones deben inferirse por estar cubiertas por depósitos superficiales como aluvio, coluvio, depósitos de falda o suelos. Si las evidencias indirectas de la ubicación de un contacto cubierto son insuficientes, una manera de determinar la traza más probable es asumir que la superficie entre ambas unidades es plana (o al menos se aproximan a un plano en la zona donde el contacto está cubierto) y que su rumbo e inclinación, reconocida en algún afloramiento, se mantienen más o menos constantes en esa zona. Por otra parte, el mapa base donde se está volcando la geología debe contar con curvas de nivel.

La traza del contacto, generada por la intersección entre el plano geológico y la superficie topográfica, se obtiene dibujando curvas de nivel estructurales sobre el plano geológico con una equidistancia igual a la de las curvas de nivel topográficas. La traza del contacto se obtiene uniendo los puntos donde las curvas de nivel estructurales y geológicas del mismo valor se cortan. En la figura 10-8 se ilustra con un ejemplo.

En el mapa de la figura 10-8a afloran dos tipos litológicos (unidades amarilla y roja) en tres asomos, uno de los cuales corresponde al contacto entre ambos, en cota 200 m. Extendiendo la línea de rumbo hacia el SO se puede obtener el lugar del contacto del otro lado del valle donde corta la curva de nivel de 200 m (Fig. 10-8b). Para obtener nuevos puntos de intersección entre el plano geológico y la superficie topográfica deben trazarse líneas de rumbo o curvas de nivel estructurales a distintas cotas, según los valores de las curvas de nivel topográficas, por ejemplo a 220 m (Fig. 10-8c). La separación x entre ambas líneas de rumbo o curvas de nivel estructurales se obtiene resolviendo el triángulo rectángulo del recuadro de la figura 10-8c, según la ecuación

$x = 20 / \tan 22^\circ$ donde 20 es la equidistancia entre curvas de nivel y 22° es la inclinación del contacto.

Como se indicó anteriormente el contacto entre ambas unidades pasa por las intersecciones entre las curvas de nivel estructurales y las curvas de nivel topográficas del mismo valor (Fig. 10-8d).

De manera recíproca, conociendo la traza de un contacto en un mapa con escala y curvas de nivel, se puede fácilmente determinar su rumbo e inclinación (Fig. 10-9).

La figura 10-9a muestra un mapa geológico con el contacto entre dos unidades litológicas. La línea de rumbo del contacto se puede obtener uniendo dos puntos de la traza de igual cota, por ejemplo donde esta corta la curva de nivel de 80 m (Fig. 10-9b). El acimut se mide con transportador en el borde del mapa. La inclinación del contacto puede calcularse trigonométricamente conociendo la distancia horizontal entre dos curvas de nivel estructurales, por ejemplo las de 80 y 50 m (170 m) y el desnivel entre ambas (30 m) según la ecuación:

$$\text{Inclinación} = \arctg \frac{30}{170} = 10^\circ \text{ al SSE.}$$

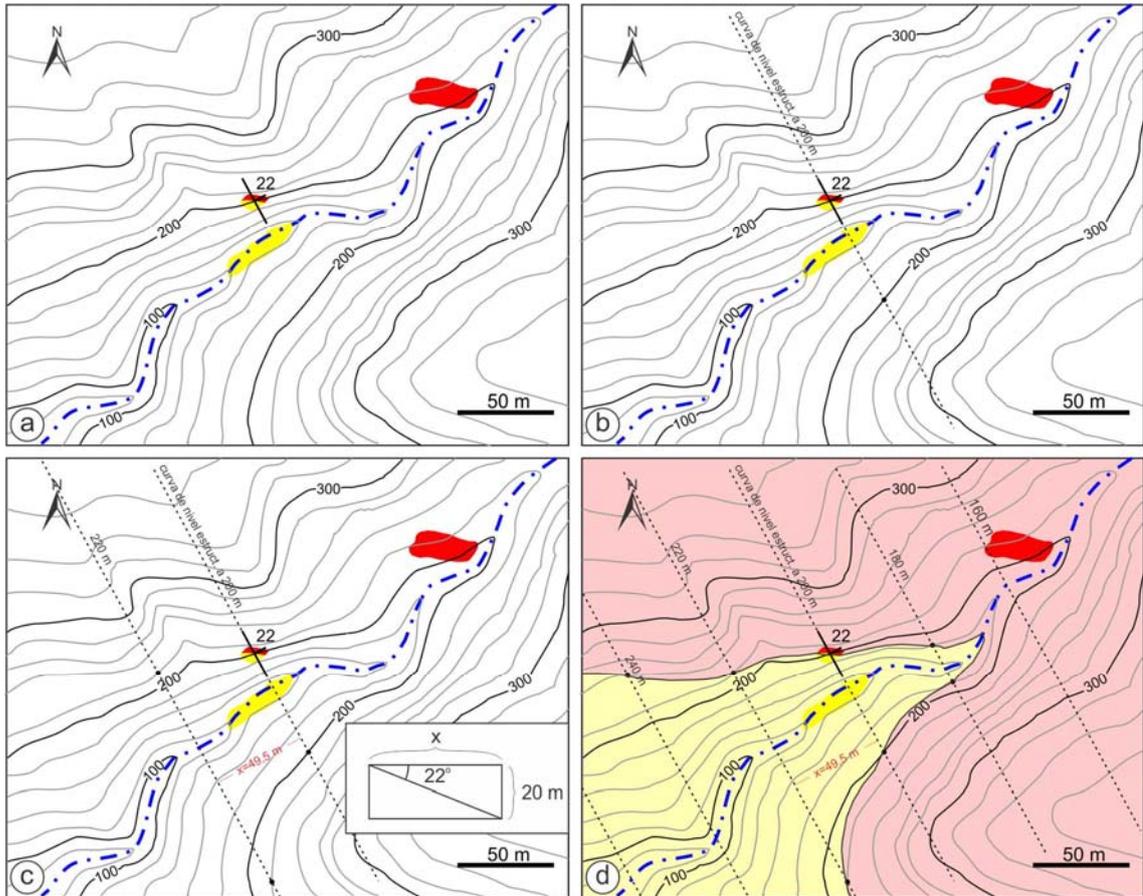


Figura 10-8. Explicación en el texto.

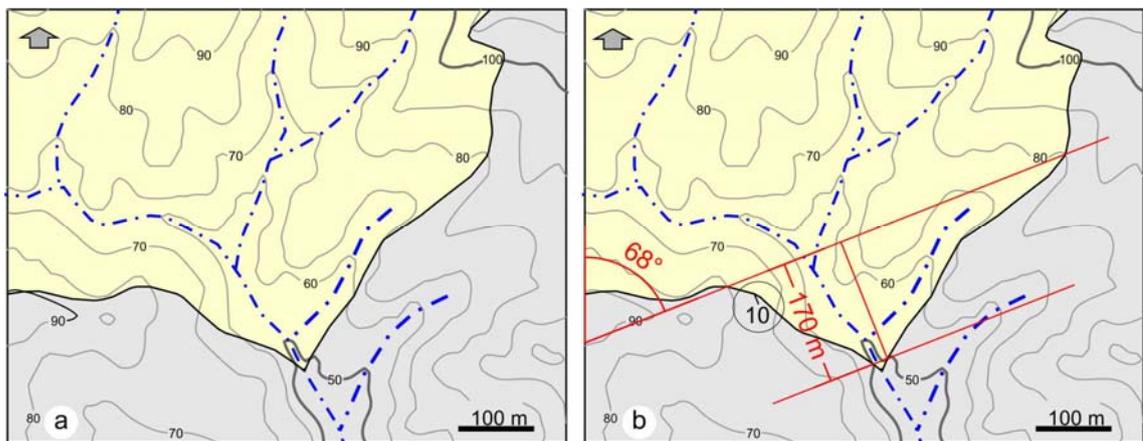


Figura 10-9. a) Mapa geológico mostrando la traza del contacto entre dos unidades litológicas. b) Obtención del valor de acimut e inclinación del plano ($68 / 10$ SSE) a partir de dos curvas de nivel estructurales (de 80 y 50 m). El círculo indica la rastro de la dirección de la inclinación y su valor.

La forma de la traza de un contacto (o cualquier otro plano geológico) depende de la inclinación de la superficie geológica en relación con la topografía. En el caso de los valles, las formas de las V geológicas serán abiertas o cerradas y apuntarán aguas arriba o abajo en función de esos parámetros. En la figura 10-10 se muestran las trazas posibles según la inclinación del plano.

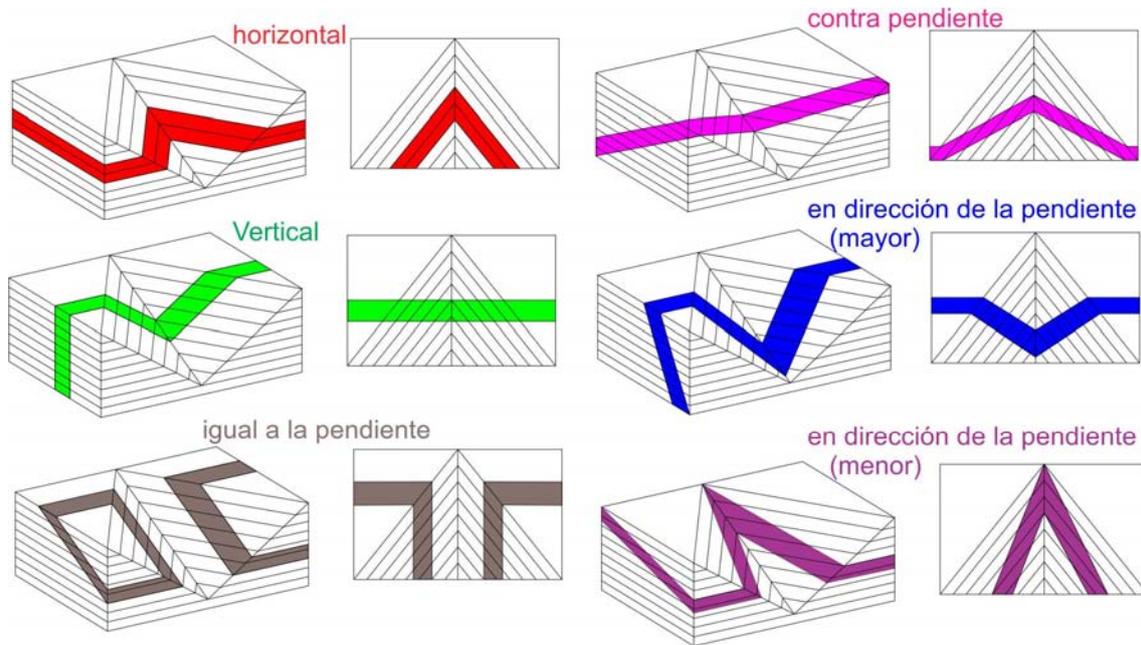


Figura 10-10. Forma de V según la inclinación del cuerpo geológico.

El estar familiarizado con las trazas que pueden adoptar los contactos geológicos o cualquier otro rasgo tabular según su posición estructural y las características topográficas, permitirá interpretar adecuadamente mapas geológicos, imágenes satelitales o fotografías aéreas. Capas sedimentarias de posición sub-horizontal generarán trazas de contacto más o menos paralelas a las curvas de nivel (Fig. 10-11a), mientras que cuerpos tabulares subverticales cortarían las curvas de nivel según una línea que en planta se ve recta (Fig. 10-11b). De manera general se puede decir que trazas de contacto que se aproximan a una línea más o menos recta corresponde a la intersección de un plano geológico con fuerte inclinación con la superficie topográfica, mientras que contactos curvos y sinuosos se corresponden con planos geológicos de baja inclinación.



Figura 10-11. a) Rocas sedimentarias sub-horizontales en el Cañon del Colorado, EEUU. b) Dique vertical en uno de los flancos del Spanish Peaks, Colorado EEUU.

Una técnica similar a la empleada para reconstruir la traza de una superficie geológica plana en un mapa con curvas de nivel, ilustrada en la figura 10-8, puede emplearse para determinar la traza de una superficie curva. En este caso las curvas de nivel estructurales pueden no ser paralelas ni líneas rectas y la superficie, de la que solo se conocen la ubicación de tres puntos, al no ser plana, podría tener un número infinito de formas. En la resolución propuesta se asume que la variación en la inclinación es más o menos constante y que los acimuts de las posibles curvas de nivel estructurales varían también de manera más o menos constante. En la figura 10-12a se muestra un mapa geológico con tres afloramientos de un contacto litológico en los puntos A, B y C en cotas de 90, 55 y 40 m. La superficie no es plana ya que en cada punto el rumbo e inclinación del contacto es distinto por lo que esta levemente plegada. Las curvas de nivel estructurales de cotas 80, 70, 60 y 50 podrán dibujarse de manera aproximada variando el valor de acimut entre los valores de los tres puntos conocidos y aumentando la equidistancia en función de la disminución de la inclinación, en un arreglo de curvas de nivel estructurales rectas (Fig. 10-12b) o curvas (Fig. 10-12d).

Como en el caso del ejemplo de la figura 10-8, la traza del contacto se obtiene uniendo los puntos donde se cortan las curvas de nivel estructurales y topográficas de igual valor. En ambos casos (curvas de nivel estructurales rectas o curvas) el resultado de la traza del contacto es similar.

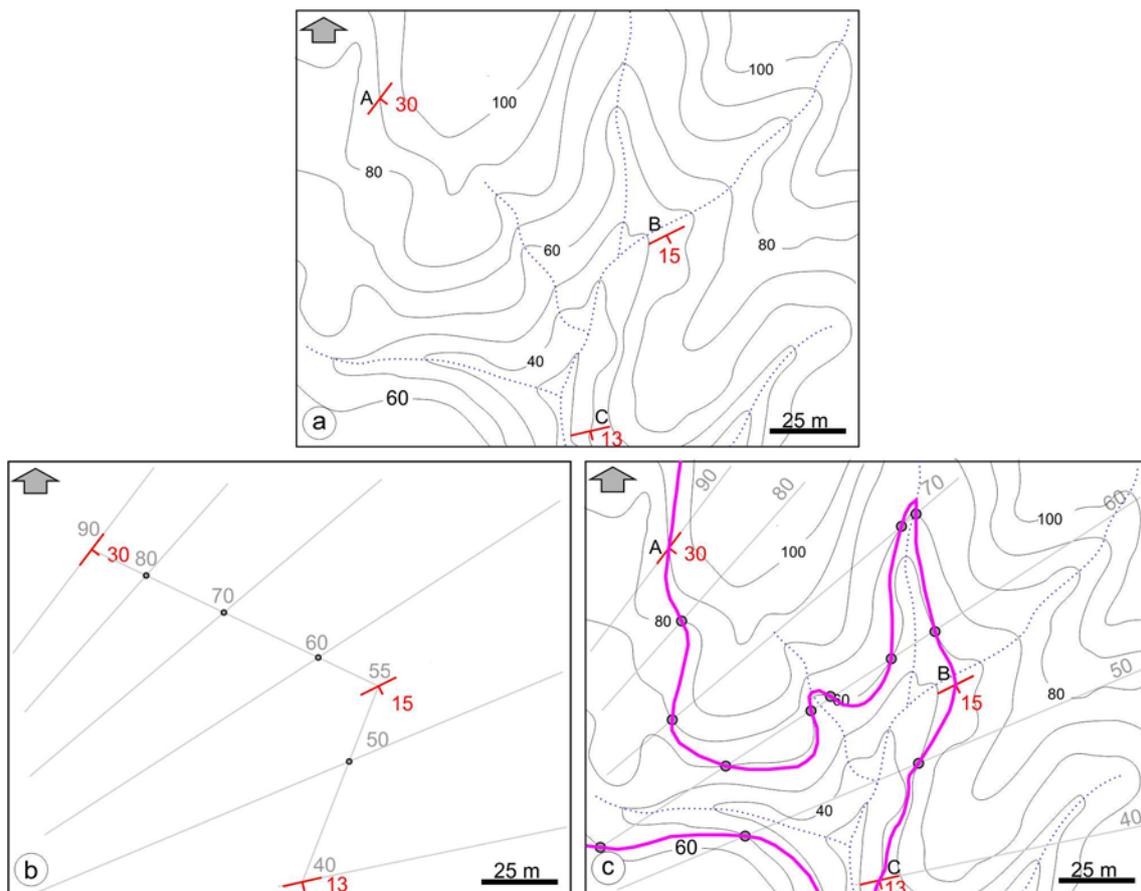


Figura 10-12. a) Un contacto aflora en los puntos A, B y C. La superficie no es un plano ya que en cada punto registra un rumbo e inclinación diferente. b) Arreglo de curvas de nivel estructurales rectas que varían su acimut y equidistancia en función de la variación de acimut e inclinación de los afloramientos. c) Reconstrucción de la traza del contacto uniendo los puntos donde curvas de nivel estructurales y topográficas del mismo valor se corta.

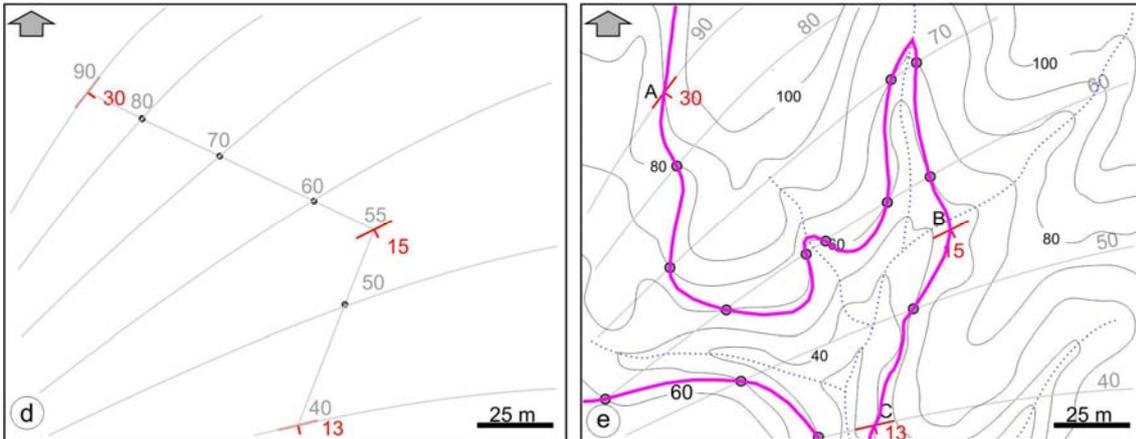


Figura 10-12 (continuación). d) Arreglo de curvas de nivel estructurales curvas que también varían su acimut e equidistancia en función de la variación de acimut e inclinación de los afloramientos. e) Reconstrucción de la traza del contacto uniendo los puntos donde curvas de nivel estructurales y topográficas del mismo valor se corta. El resultado es muy similar al de la figura c.

Problema de los tres puntos

Si conocemos las cotas de tres puntos no alineados de la superficie de un contacto (asumiéndolo como un plano), es posible determinar su rumbo, inclinación y su traza.

En la figura 10-13 se ilustra con un ejemplo. Un contacto entre dos unidades litológicas aflora en los puntos A, B y C ubicados, para simplificar los cálculos, en cotas enteras de 80, 50 y 90 m respectivamente (Fig. 10-13a). Uniendo con una línea los dos puntos de menor y mayor cota (Fig. 10-13b) es posible obtener la distancia horizontal que los separa (360 m), proporcional a la diferencia de cota (40 m) y luego calcular la ubicación del punto D sobre esa línea, correspondiente a la cota de 80 m ($360/40 = x/10 \rightarrow x = 90$ m desde C).

La línea que pasa por los puntos A y D es una línea de rumbo o curva de nivel estructural de cota 80 m, con transportador se puede medir su acimut (73°) en el borde del mapa. Una paralela a ésta que pase por el punto C representa una curva de nivel estructural de cota 90 m (Fig. 10-13c). Trazando paralelas con la misma separación (x) se obtienen las curvas de nivel estructurales de 70, 60 y 50 m y, donde estas cortan a las curvas de nivel de igual valor, se encuentran los puntos por donde pasa la traza del contacto.

La inclinación del plano se calcula como en los casos anteriores midiendo la distancia horizontal, normal al rumbo, entre dos curvas de nivel estructurales, por ejemplo de 100 y 50 m (315 m), separadas por una distancia vertical de 50 m.

$$\text{La inclinación del plano} = \text{arc tg } 50 / 315 = 9^\circ \text{ (al SSE)}$$

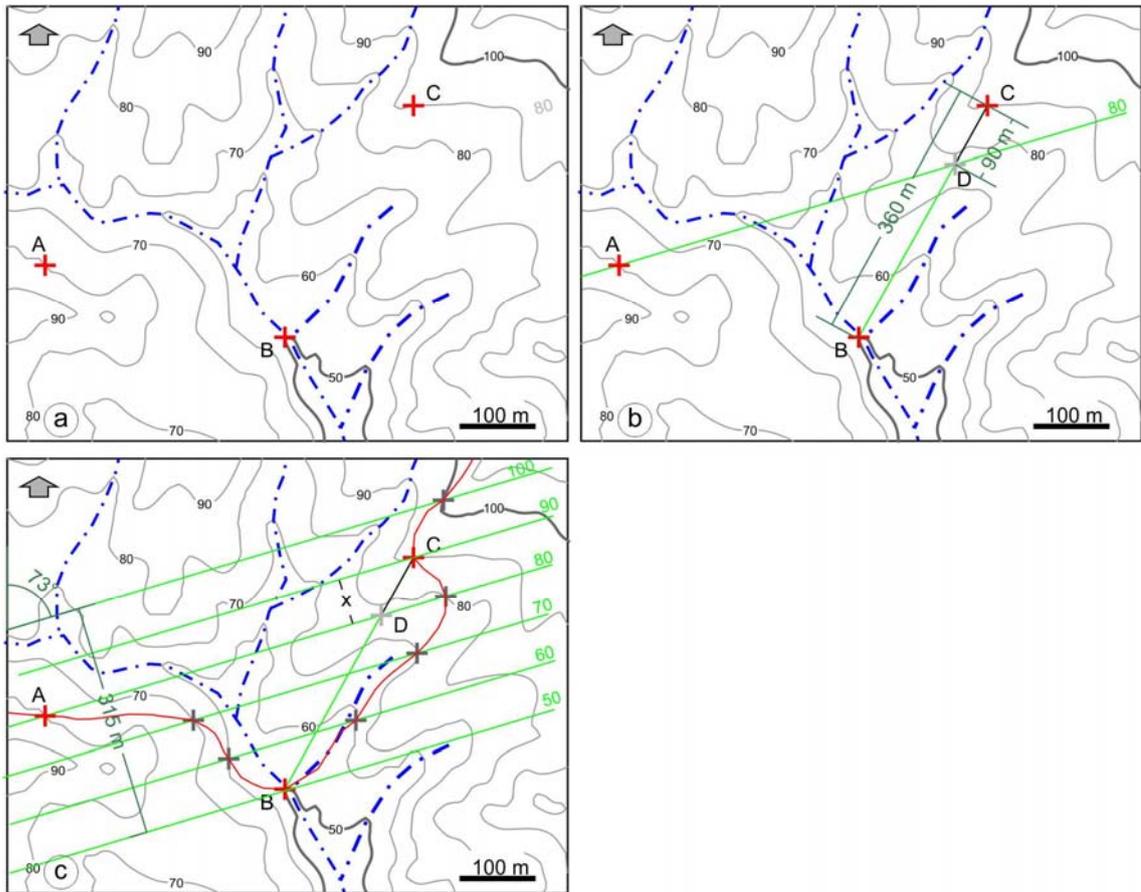


Figura 10-13. a) El contacto plano entre dos unidades litológicas aflora en los puntos A, B y C. b) Si se une con una recta los puntos B y C, aritméticamente se puede calcular la ubicación del punto D de cota 80 m ($360/30=x/10$, siendo 360 la distancia BC, 30 el desnivel entre BC y 10 el desnivel entre la cota de C y el valor buscado de 80, $x=90$ m de C). Una línea entre A y D representa una línea de rumbo del plano o curva de nivel estructural de cota 80 m. c) Una paralela a esta última que pase por C representa una línea de rumbo del plano o curva de nivel estructural de cota 90 m. Se trazan el resto de las curvas de nivel estructurales manteniendo la equidistancia x , lo que permitirá dibujar la traza del contacto uniendo los puntos donde se cortan las curvas de nivel estructurales y topográficas de mismo valor.

Ejercicios¹

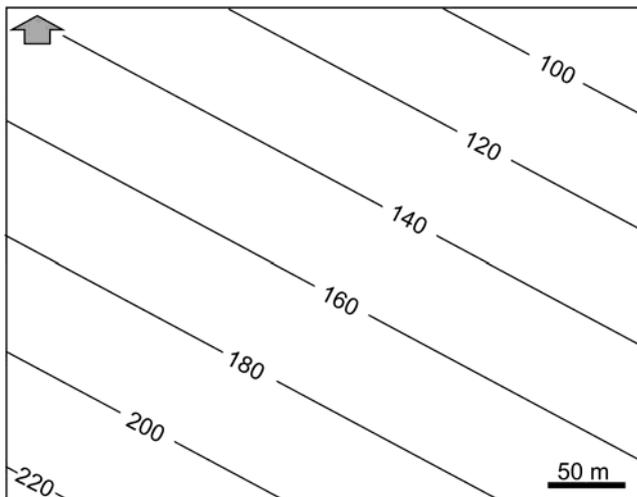
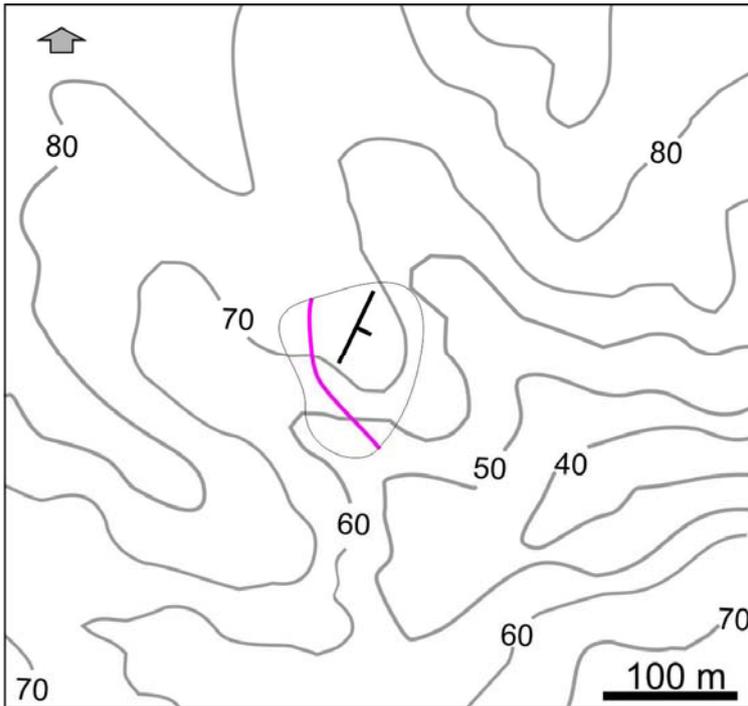


Figura 10-14.

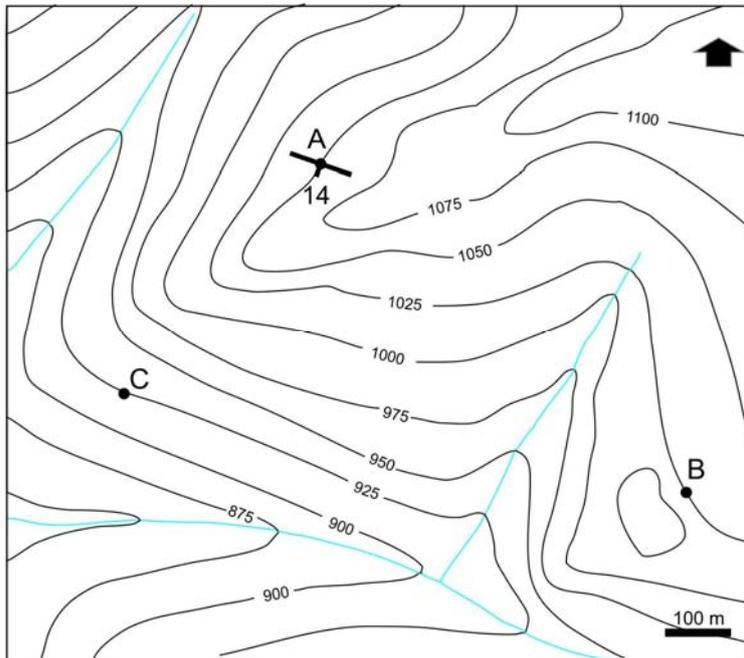
- 1) El mapa de la figura 10-14 muestra curvas de nivel estructurales del contacto basal de una unidad sedimentaria.
 - a) Cuál es en acimut del contacto?
 - b) Obtenga el RBZ e inclinación del contacto.
 - c) Dibujar una sección transversal este-oeste con escalas vertical y horizontal iguales a lo largo de la dirección X–Y para mostrar el contacto. Calcule la inclinación aparente del contacto según la traza del perfil.



¹Resultados al final del capítulo 2)
 2) a) En el mapa de la figura 10-15 determinar acimut e inclinación del estrato guía color magenta.
 b) Completar la traza del afloramiento.

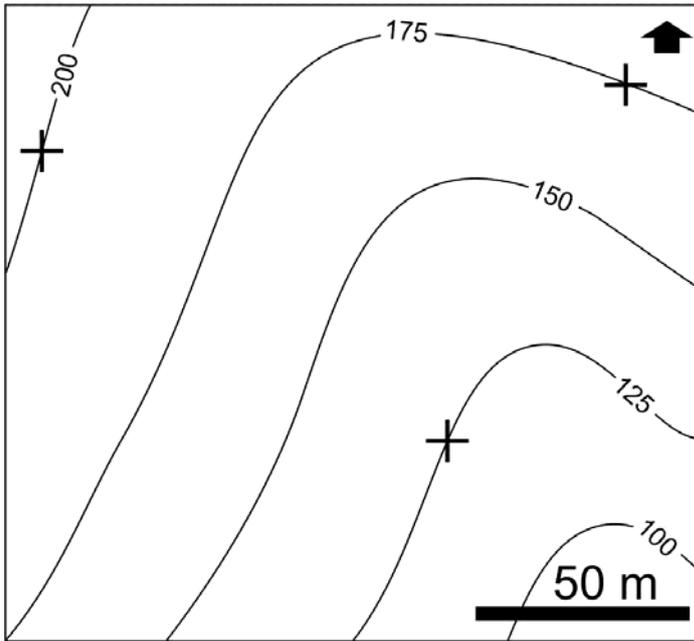
igura 10-15.

F



3) a) En el mapa de la figura 10-15 reconstruir la traza de afloramiento de un delgado manto de carbón que aflora en el punto A con el rumbo e inclinación indicados.
 b) Un sondeo vertical ubicado en el punto B, cortará el manto de carbón?, si la respuesta es "sí":
 c) Cuantos metros deberán perforarse en un pozo vertical para alcanzar el manto?
 d) Cual sería el RBZ e inclinación del pozo para que su longitud sea la mínima?
 e) Un pozo vertical ubicado en el punto C, cortará el manto de carbón?, si la respuesta es "sí",
 f) cuantos metros deberán perforarse.

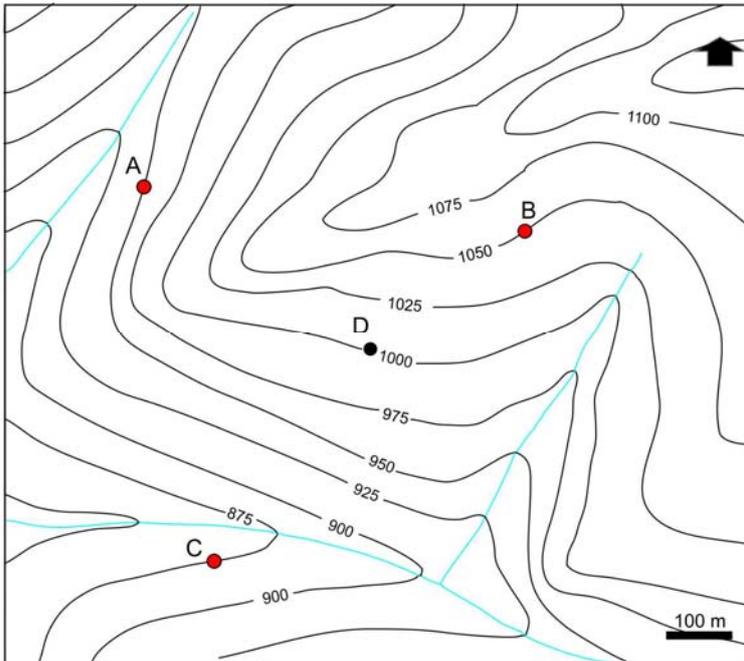
Figura 10-15.



4) En el mapa de la figura 10-16 determinar el rumbo, inclinación y traza del plano geológico que aflora en los tres puntos señalados por cruces.

igura 10-16.

F



5) El mapa geológico de la figura 10-17 muestra tres afloramientos del techo de un banco de caliza indicados por los puntos A, B y C.

a) Determinar el acimut e inclinación del techo del banco, b) completar la traza del contacto.

Un pozo exploratorio realizado en el punto D cortó el techo y piso del banco a 31 y 75 m respectivamente por debajo de la boca de pozo, c) Indicar si el piso del banco aflora en el área del mapa, f) en caso afirmativo dibujar su traza, g) calcular el espesor real del banco de caliza.

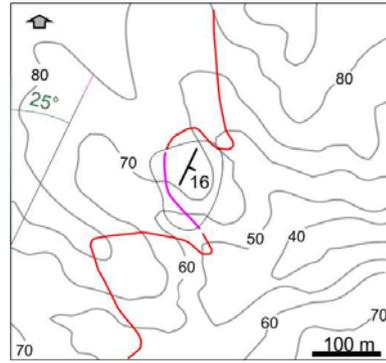
Figura 10-17.

Resultados

Ejercicio 1.

a) acimut: 118°

b) RBZ/Incl: 28 / 17



Ejercicio 2.

a) 25/16

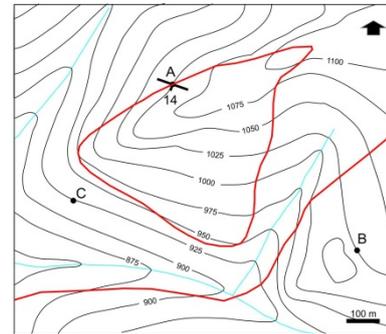
Ejercicio 3.

b) Sí, lo cortará

c) 50 m

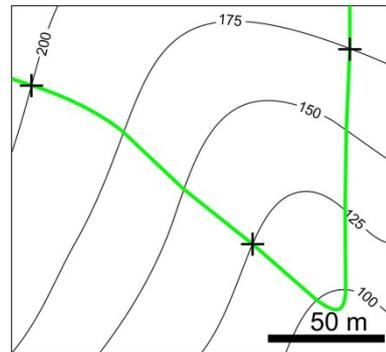
d) RBZ 19/76

e) Un sondeo en c no cortará el manto



Ejercicio 4.

Rumbo/inclinación: N 70 E / 30 SSE

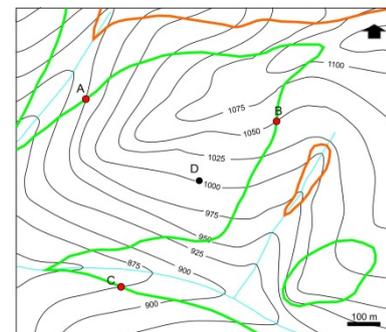


Ejercicio 5.

a) Acimut inclinación del techo del manto: 139 / 14 SO

c) Sí aflora

g) Espesor real del banco: 39,2 m



Referencias

- Barnes, J. W. y Lisle, R. J. 2003. *Basic Geological Mapping* (4th edition), Blackwell Science, 196 pp.
- Coe, A.L., Argles, T.W., Rothery, D.A. y Spicer, R.A. (2010). *Geological field techniques*. Angela L. Coe (Ed). Milton Keynes: John Wiley & Sons.
- Comité Argentino de Estratigrafía (1992). Código Argentino de Estratigrafía. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria*, 20, 1-64. Buenos Aires.
- Compton, R. (1985). *Geology in the field*. 398p. New York: John Wiley and Sons.
- Freeman, T. (1999). *Procedures in field geology*. Malden (Massachusetts): Blackwell Science.
- Lahee, F. (1970). *Geología práctica*. 3era. ed. española. Madrid: Omega.
- Lisle, R.F. (2004). *Geological Structures and Maps A practical guide*. Oxford: Elsevier Butterworth-Heinemann.
- Lisle, R.J., Brabham, P.J. & Barnes, J.W. (2011). *Basic Geological Mapping*. Fifth Edition. Oxford: John Wiley & Sons.
- Low, J. (1961). *Geología de campo*. 2a. ed. española, tomada de la 1ra. ed. norteamericana. México: Com. Ed. Cont.

CAPÍTULO 11

Mapeo de estructuras

Horacio Echeveste y Pablo Diego González

Introducción

El reconocimiento y mapeo detallado de estructuras geológicas (posición de pliegues, dirección de movimiento de fallas, disposición de diaclasas) proporciona información sobre cómo y por qué se deforma la corteza. Estos datos son fundamentales en la exploración de recursos minerales (petróleo, gas y carbón), en el estudio de aguas subterráneas, en la construcción de grandes obras de ingeniería (presas de embalse, autopistas, túneles) y en la evaluación de estabilidad tectónica de una región (prevención de riesgo geológico asociado a terremotos).

Actualmente se hace un uso excesivo de la palabra estructura, especialmente por parte de los geólogos de yacimientos, quienes la utilizan con tres acepciones: veta, falla, disposición mineral dentro de la veta. Cuando hablamos de estructura en este Capítulo, nos referimos a aquellas características de las rocas producto de los esfuerzos compresivos o extensionales, pliegues, fallas y diaclasas.

La brújula geológica para la medición de elementos estructurales

En el Capítulo 6 vimos el uso de la brújula geológica tipo Brunton como instrumento topográfico, en éste se abordará su uso más frecuente, en la medición de acimut e inclinación de planos y líneas (fallas, diaclasas, estratificación, foliación, ejes de pliegues, estrías, etc.).

La posición espacial de un plano geológico quedará definida por su rumbo o acimut y su inclinación y la de una línea por su dirección y buzamiento.

Definiciones

- Línea de rumbo de un plano: es la línea formada por la intersección del plano con un plano horizontal (equivalente a la marca que deja el agua en la rampa de bajada de botes, figura 11-1).
- Rumbo de un plano: es el ángulo horizontal formado entre el norte o sur magnético y la línea de rumbo. Varía entre 0° y 90° desde el norte o sur hacia el este u oeste.

- Acimut de un plano: es el ángulo horizontal formado entre el norte magnético y la línea de rumbo medido en sentido de las agujas del reloj o dextrógiro (puede variar entre 0° y 360°)
- Inclinación de un plano: es el ángulo vertical formado entre la dirección de máxima inclinación y el plano horizontal, se mide en un plano perpendicular al rumbo.
- Buzamiento de una línea: es el ángulo vertical formado entre la línea y el plano horizontal medido en un plano vertical que contenga a la línea.

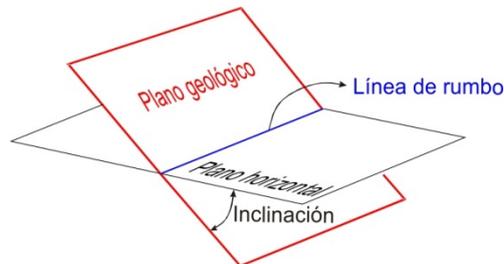


Figura 11-1. Línea de rumbo formada por la intersección del plano geológico con un plano horizontal e inclinación.

Como se comentó en el capítulo 6, la brújula Brunton, la más popular de las usadas por los geólogos en Argentina, se fabrica con dos tipos de graduación en su limbo horizontal, cuadrante, de 0°- 90° (Fig. 11-2a) y la mucho más difundida acimutal, de 0° a 360° (Fig. 11-2b) que miden rumbos y acimuts respectivamente.

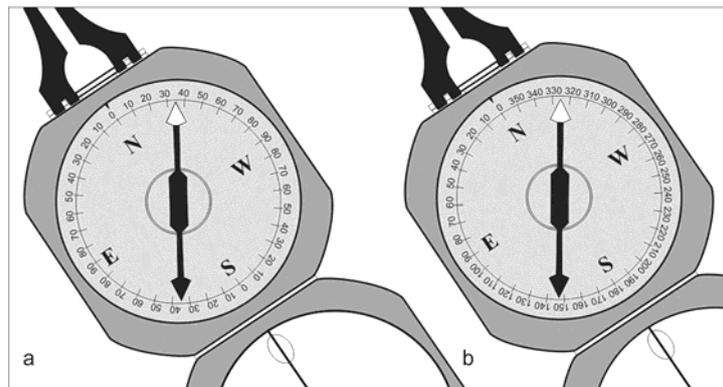


Figura 11-2. a) Brújula Brunton con limbo horizontal graduado en cuadrantes para medir rumbos, en este caso N35°O. b) Limbo horizontal graduado en acimut, en este caso la aguja marca acimut 325°.

Tipos de notación

La recopilación de datos de orientación de planos y lineaciones constituye una parte crítica del trabajo estructural, por lo que un tema importante es la nomenclatura que usaremos en la notación de acimut e inclinación de estos elementos (estratificación, planos de fallas, diaclasas, planos axiales, dirección y buzamiento o plunge de ejes de pliegues, estrías en planos de falla, lineaciones minerales, etc.). En la figura 11-3, la posición del plano es medida con una brújula con graduación acimutal (limbo de 0° a 360°) por lo tanto la notación será: acimut 315° (Fig. 11-3a) o, si se la gira 180° o se lee con el otro extremo de la aguja, acimut

135° (Fig. 11-3b). La notación final de la posición del plano será: acimut 315°/40° NE o acimut 135°/40° NE ya que la inclinación del plano respecto a la horizontal, medido con el clinómetro, es de 40° al noreste (Fig. 11-3c).

Si la brújula fuera de cuadrantes la notación sería, rumbo N 45° W/40° NE o, girada 180°, S 45° E/40° NE.

Una variante de esta última notación es la **tipo Americano** que solo usa el I y IV cuadrante, es decir los rumbos siempre llevarán la N como primera letra y variarán de 0° a 90 al E y al W. En todos estos casos, tanto en la graduación acimutal como en la de cuadrantes, la notación es una combinación de números y letras.

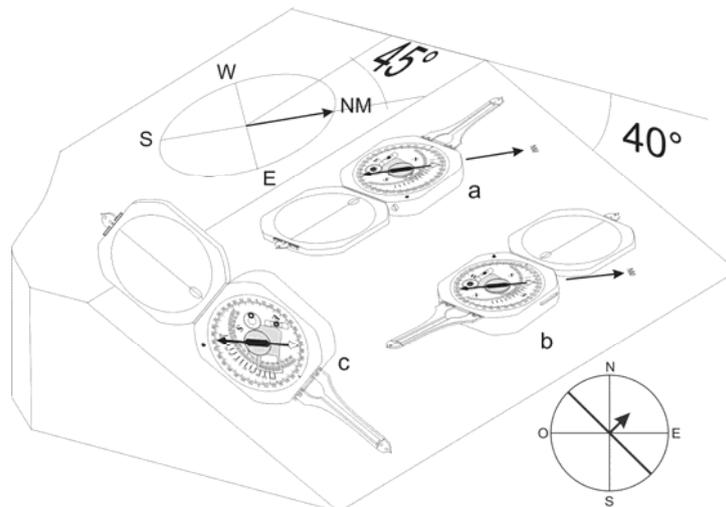


Figura 11-3. a) Acimut 315°/40° NE. b) Girando la brújula 180° se leerá acimut 135°/40° NE. c) Medición de la inclinación, 40° al NE.

En algunas ocasiones este tipo de notación no resulta apropiada, requiriéndose una forma más simple. Algunos *software* que procesan datos estructurales solo permiten cargarlos en formato numérico. Para cubrir este requerimiento se puede recurrir a dos tipos de notaciones. Uno es el método de la mano derecha que consiste en colocar la brújula de tal forma que la pínula larga apunte en la dirección del dedo índice de la mano derecha cuando el pulgar apunta en la dirección de la inclinación (“mano derecha” de los ingleses, figura 11-4a). En el ejemplo de la figura la notación sería 135°/40° ya que es en esta orientación, 135°, que el plano inclina en la dirección donde apunta el pulgar de la mano derecha. Lamentablemente hay otra regla de la mano derecha (de los americanos) que dice: se debe poner la pínula larga de la brújula en dirección hacia donde se encuentra nuestra mano derecha cuando el plano que se está midiendo inclina hacia nosotros (Fig. 11-4b). Es evidente que en el caso de elegir la regla de la mano derecha para expresar la posición de planos, se debe aclarar si el usado es el método de los ingleses o de los americanos.

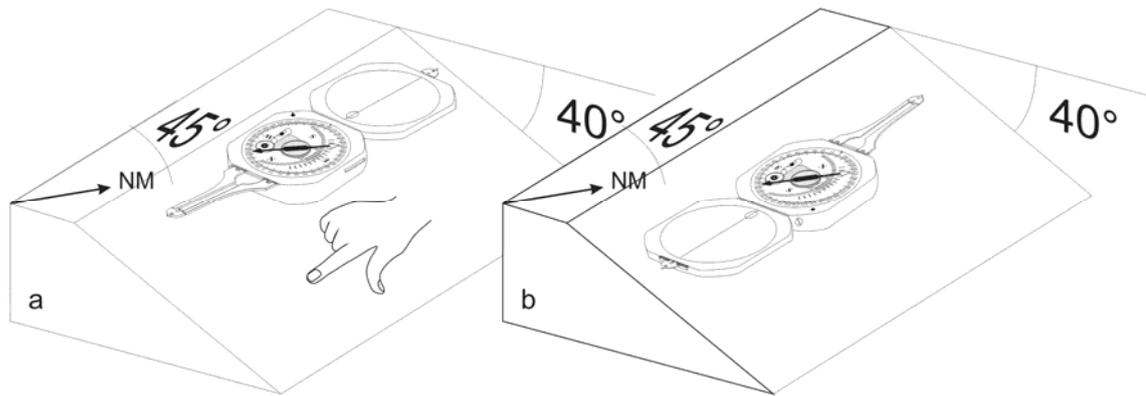


Figura 11-4. a) Acimut $135^\circ/40^\circ$, según la regla de la mano derecha de los ingleses. b) Acimut $315^\circ/40^\circ$, según la regla de la mano derecha de los americanos.

La otra notación que no necesita el uso de letras, muy utilizada en nuestro país, es la del **RBZ (rumbo del buzamiento)**. En este caso se apoya la tapa de la brújula sobre el plano a medir, con su línea central o sagital coincidiendo con la dirección de máxima inclinación, se horizontaliza con el nivel circular y se lee el extremo norte de la aguja imantada (Fig. 11-5).

Una forma práctica de encontrar en el plano la dirección de máxima inclinación y medir el RBZ es la siguiente: colocar el clinómetro en la posición 90° de tal manera que el nivel tubular quede del lado de la bisagra de la tapa, apoyar la base de la brújula sobre el plano con la pínula en la dirección de la inclinación, moverla hasta que el nivel tubular esté centrado, en esta posición la línea sagital de la brújula se encuentra en la línea de máxima inclinación (Fig. 11-6), luego se horizontaliza y se mide el RBZ

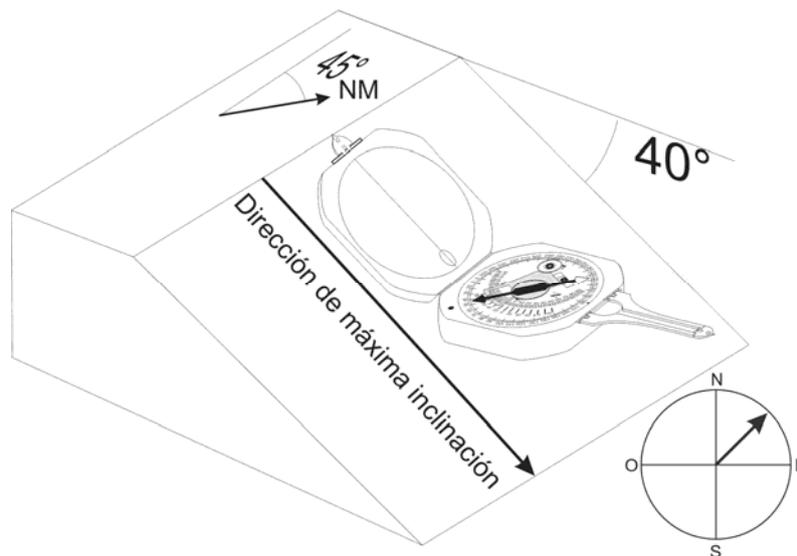


Figura 11-5. Posición de la brújula Brunton para medir el RBZ.

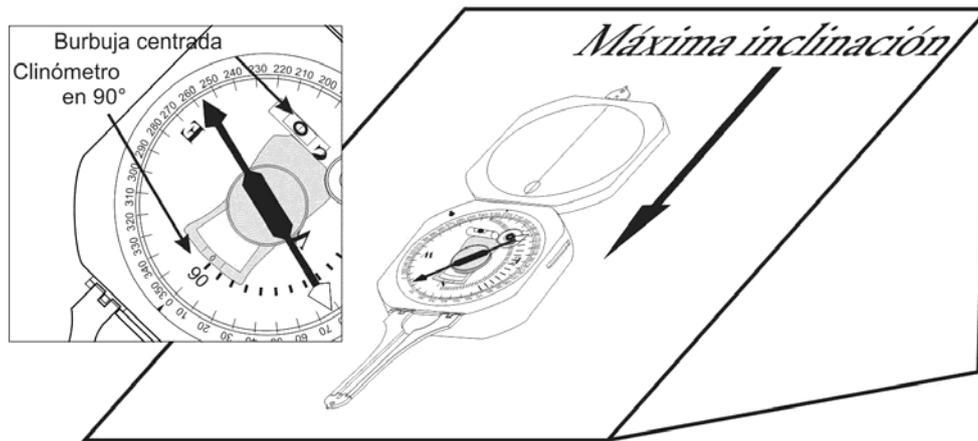


Figura 11-6. Determinación de la dirección de máxima inclinación.

La notación en el ejemplo de la figura 11-5 es $45^\circ/40^\circ$. Se desprende de la definición de inclinación que la medida del RBZ difiere en 90° de la del acimut. Esta notación también se conoce como de **Círculo Completo**.

Estas últimas notaciones resultan sumamente eficientes, solo dos números permiten la descripción de cualquier plano disminuyendo considerablemente los errores de anotación y/o de transcripción.

Existen entonces varias posibilidades de notación para planos: acimut/inclinación, rumbo/inclinación, rumbo del buzamiento (RBZ)/inclinación, acimut/inclinación según la reglas de mano derecha. En la figura 11-7 se ilustran las diferentes notaciones.

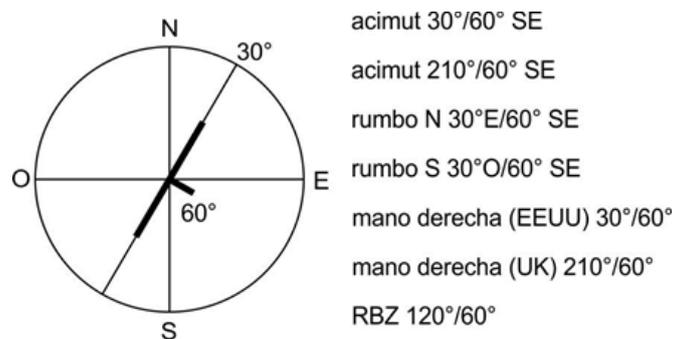


Figura 11-7. Diferentes maneras de notación para indicar la posición de un plano.

Medida de planos y líneas con la Brunton

Planos

La medida de rumbos e inclinaciones con brújula Brunton de planos geológicos (estratificación, foliación, diaclasas, fallas, etc.) puede hacerse de varias maneras, una es por contacto, como se ilustra en la figura 11-8. La medición por contacto puede hacerse tanto en el te-

cho de una capa (Fig. 11-8a, b) como en el piso (Fig. 11-8c, d). Al medir el rumbo se debe colocar la brújula en posición horizontal con ayuda del nivel horizontal, cuando la superficie es rugosa se puede colocar sobre la capa o plano a medir la libreta u otra superficie plana para asegurar que la caja de la brújula haga buen contacto con el plano (Fig. 11-8a). Cuando la brújula se encuentra en posición horizontal, el contacto de la arista de la caja con el plano que se está midiendo será una línea de rumbo o acimut. En el caso de la determinación del rumbo o acimut de planos de baja inclinación, la determinación con exactitud de la línea de rumbo usando el nivel horizontal puede presentar dificultad, para solucionar este problema se mide el RBZ como se indicó anteriormente.

Al medir la inclinación por contacto debemos tener el recaudo que la brújula, abierta y parada verticalmente, este colocada en la dirección de máxima inclinación, es decir perpendicular al rumbo (Fig. 11-8b).

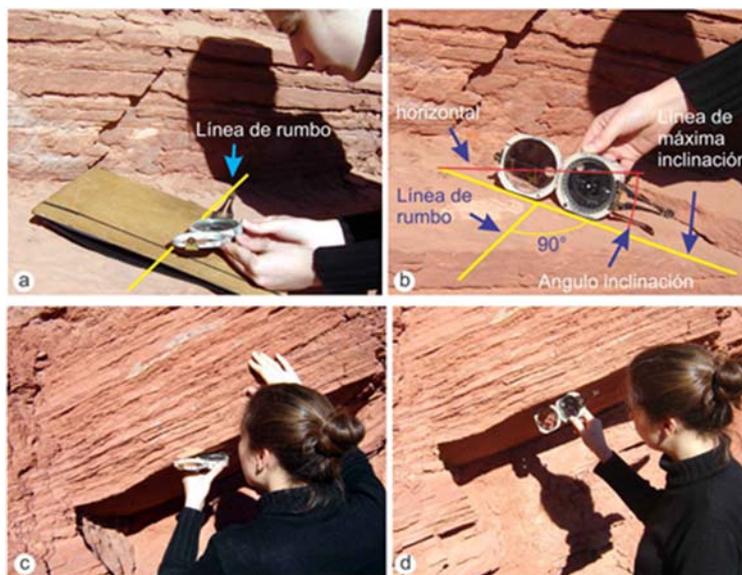


Figura 11-8. a-d) Distintas formas de medir rumbo e inclinación con la brújula Brunton. Explicación en el texto.

Otra forma de medir el rumbo o acimut de una capa o plano es como la ilustrada en la figura 11-9. Las dos personas deben estar paradas sobre la superficie a medir en una línea de rumbo, en el caso de la figura 11-9, el techo de la capa. Para asegurarse que ambos estén en el rumbo, el operador de la brújula, parado sobre el techo de la capa y con el nivel del clinómetro en 0° , debe apuntar a los ojos de su ayudante (que tiene su misma altura y que también debe pararse sobre el techo de la capa) indicándole cuanto debe moverse hasta que la burbuja del nivel del clinómetro esté centrada (Fig. 11-9a). En ese momento la visual es una línea de rumbo. Luego se mide el rumbo o acimut como se indica en la figura 11-9b. La brújula debe estar en posición horizontal, controlada por el centrado de la burbuja del nivel circular, debemos visar al compañero a través del espejo de tal modo que nuestro ojo, la línea sagital de la brújula marcada en el espejo, la pínula larga y el compañero visado se encuentren en el mismo plano vertical, en este momento leemos en el limbo la posición de la aguja.

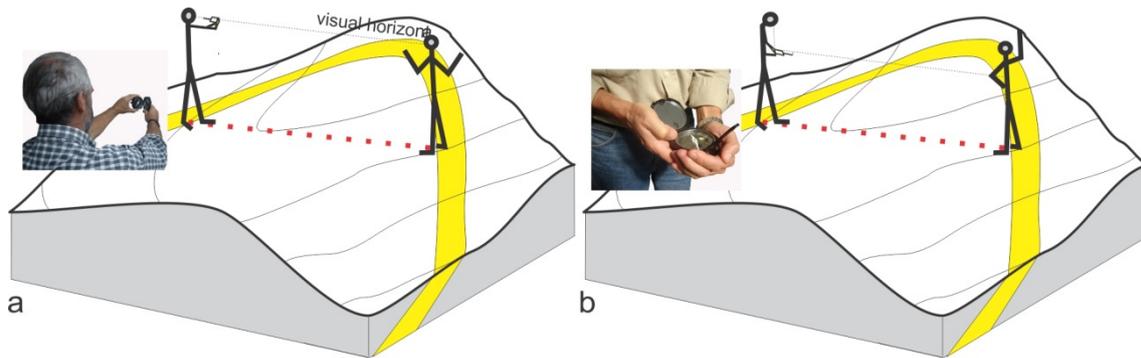


Figura 11-9. a) Determinación de una línea de rumbo, línea punteada roja, a partir de una visual horizontal paralela. b) Medición del rumbo.

La inclinación también puede medirse de forma remota, sin que la brújula esté en contacto con el plano a medir, como se ilustra en la figura 11-10. El único recaudo que debemos tener es asegurarnos que nos encontramos en una línea de rumbo y por lo tanto la inclinación que estamos midiendo es la verdadera.

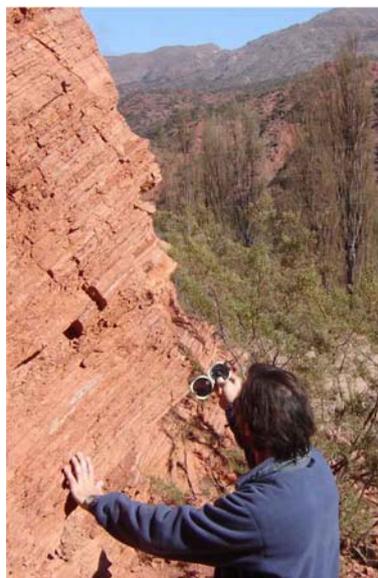


Figura 11-10. Medición remota de la inclinación de rocas sedimentarias.

Líneas

Un lineamiento (por ejemplo el eje de un pliegue, estrías en un plano de falla, etc.) se define en el espacio por su dirección (el acimut de un plano vertical imaginario que pasa por él) y por su inclinación o buzamiento en ese plano (Fig. 11-11a).

A menudo los lineamientos presentes sobre una superficie inclinada, como las estrías en una falla, se miden más fácilmente por su hundimiento (pich o rake en inglés), es decir, el ángulo que la lineación forma con el rumbo del plano, medido sobre el plano en sentido de la agujas del reloj (Fig. 11-11b).

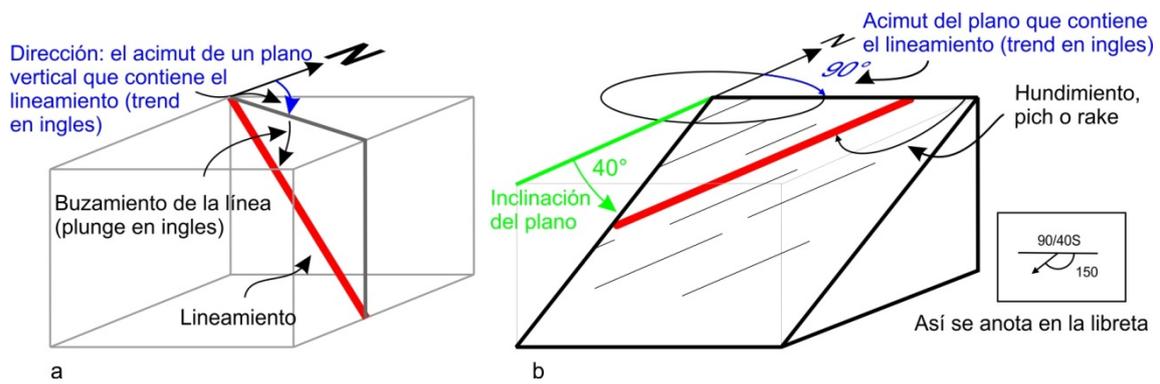
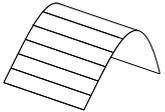
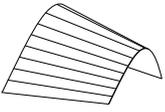
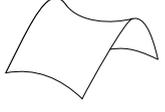


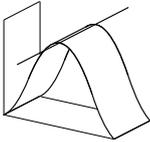
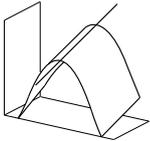
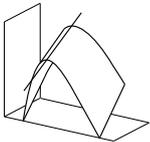
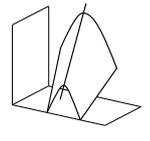
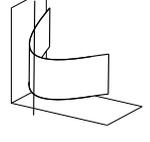
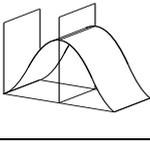
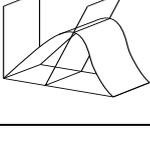
Figura 11-11. a) La posición de un lineamiento queda definida por el acimut del plano vertical que lo contiene y por el buzamiento medido en ese mismo plano. b) Hundimiento o rake de un lineamiento.

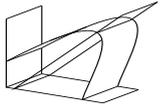
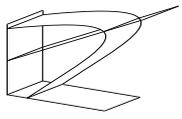
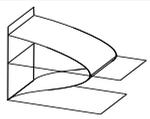
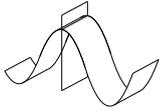
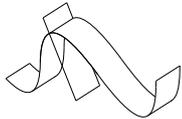
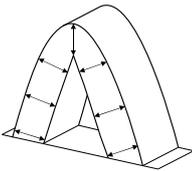
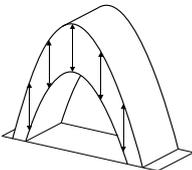
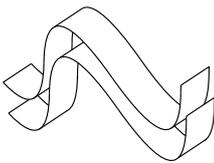
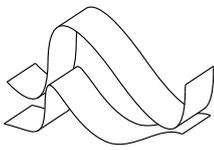
Para los datos anotados en la libreta, es aconsejable omitir el uso del símbolo de grado para no confundirlo con un cero. Algunos softwares usados para graficar datos estructurales requieren que los valores de acimut se expresen mediante tres dígitos por lo que a los acimuts menores a 100° se le debe anteponer un cero. Es una buena costumbre consignar los valores de acimut en la libreta con tres dígitos para diferenciarlos claramente de valores de inclinación.

Pliegues

El reconocimiento y correcta descripción y mapeo del plegamiento de una secuencia sedimentaria permitirá sacar conclusiones acerca del tipo de deformación y mecánica de plegamiento. A manera de recordatorio al momento de describir un plegamiento en el campo, en la Tabla 11-1 se indican los principales tipos de pliegues según la geometría del plano de estratificación, su posición espacial y la relación entre capas plegadas adyacentes.

Tabla 11-1 Principales tipos de pliegues		
Según la línea generatriz, recta paralela o no paralela y no recta	cilíndricos	
	cónico	
	no cilíndricos	
Según el ángulo interlimbo	suave(180° - 120°)	
	abierto (120° - 70°)	

	cerrado (70° - 30°)	
	apretado (30° - 0°)	
	isoclinal (0°)	
Según la curvatura	redondeado	
	tipo chevron	
Según el buzamiento del eje	horizontal (0° - 10°)	
	suave (10° - 30°)	
	moderado (30° - 60°)	
	fuerte (60° - 80°)	
	vertical (80° - 90°)	
Según la inclinación del plano axial	vertical (80° - 90°)	
	fuerte (60° - 80°)	

	moderado (30°-60°)	
	suave (10°-30°)	
	recumbente (0°-10°)	
Según la simetría de los flancos	simétrico	
	asimétrico	
Según el espesor de las capas	paralelo	
	similar	
Según el paralelismo entre capas	armónico	
	disarmónico	

Que medir en un pliegue

Según se desprende de los tipos de pliegues de la Tabla 11-1, la clasificación de un pliegue determinado dependerá en parte de la medida de limbo, plano axial y eje del pliegue. Las medidas a recoger son las siguientes (ver Fig. 11-12):

- Acimut e inclinación de los limbos
- Acimut e inclinación del plano axial

- Acimut y buzamiento del eje
- Dirección de vergencia

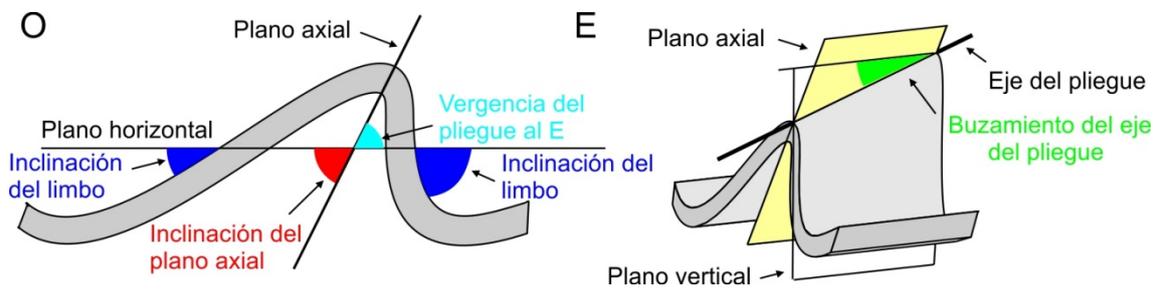


Figura11-12. Partes de un pliegue y elementos a medir.

La medición de la posición del plano axial y del eje del pliegue deberá realizarse en afloramientos que muestren una sección normal a la estructura. Esta situación se presenta raramente, por lo que la medida de ambos elementos deberá obtenerse, en la mayoría de los casos, a partir de los datos de acimut e inclinación de los flacos mediante proyección estereográfica.

Para que los pliegues puedan ser volcados en el mapa deben tomarse un suficiente número de datos de acimut e inclinación de la estratificación, al menos un dato por cada 4 cm² del mapa (independientemente de la escala). Asimismo, para que queden claramente representados, además de la posición de las capas, deben volcarse la traza del plano axial, esto es, la intersección del plano axial con la superficie topográfica y la dirección de buzamiento del eje. Recordar que al igual que la traza de los contactos litológicos, la traza del plano axial estará controlada por la topografía según la regla de las V geológicas.

En la figura 11-13a se muestra un ejemplo de la relación entre la traza de afloramiento de un pliegue y la topografía. La línea azul es la superficie de estratificación plegada que pone en contacto la unidad gris con la amarilla. Si se analiza la inflexión de la traza en el sector **a** se puede concluir, según la regla de las V, que responde a la interacción del plano geológico con la topografía. El segmento entre los puntos **d** y **b** que pasa por **a** corresponde entonces a un plano de estratificación que inclina al SE ya que el punto **a** se encuentra en cota 550 y los puntos **b** y **d** en cota próxima a 450.

Uniéndolos puntos de intersección de este plano de estratificación, por ejemplo con la curva de nivel de cota 500, se obtendrá fácilmente el acimut del plano, mientras que la resolución del problema de los tres puntos permitirá calcular su inclinación, en este caso menor que la pendiente topográfica (al SE) y de bajo ángulo según su relación con las curvas de nivel.

Siguiendo el mismo razonamiento, la inflexión en el punto **c** también corresponde a una V geológica de un plano de estratificación que inclina hacia el NO, ya que el punto **c** está más bajo que **b** y **d**. La inclinación de este plano es más fuerte, ya que su traza corta la topografía según una línea casi recta.

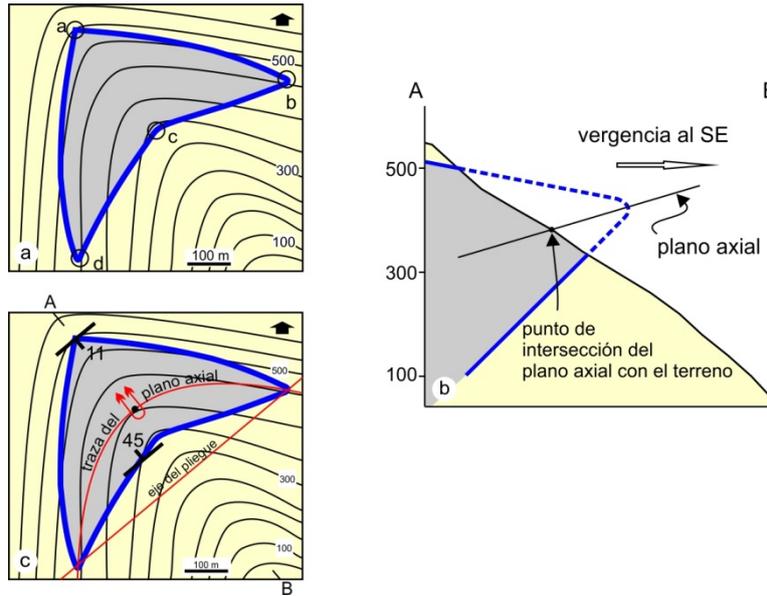


Figura 11-13. a) Afloramiento de un pliegue. Se definen cuatro vértices en la traza, dos debido a la regla de las V (a y c) y dos a la nariz del pliegue (b y d). b) Perfil transversal al pliegue donde se aprecia la inclinación de los flancos y posición del plano axial. c) Trazas del eje del pliegue y del plano axial.

De lo expuesto, se desprende que las inflexiones en los puntos **b** y **d** corresponden a la zona de charnela del pliegue, y por ellos pasa el eje que es horizontal, por encontrarse ambos puntos a la misma cota (Fig. 11-13c). Según el razonamiento seguido, la porción de la traza **d a b** corresponde a un flanco del pliegue y la **d c b** al otro. Si bien ambos planos inclinan hacia el interior de la estructura (vista en planta), se trata de una antiforma y si definimos a la unidad gris como la más vieja, corresponde a un anticlinal; el perfil de la figura 11-13b, normal al rumbo de la estructura, ayuda a visualizar esta situación.

La traza del plano axial pasa por los puntos **b** y **d** (ya que contiene al eje del pliegue) y como las inclinaciones de ambos flancos son distintas, el plano axial no es vertical y su traza por lo tanto no será una línea recta. Del perfil de la figura 11-13b se puede obtener también el punto donde el plano axial corta la topografía en la línea de éste; uniéndolo con los puntos **b** y **d** se puede marcar la traza del plano axial.

Otro dato importante a relevar es el acimut de la vergencia del pliegue y consignar en la libreta si la antiforma o sinforma que se describe es un anticlinal o sinclinal. En la figura 11-14 se muestra un sinclinal como una antiforma (a) y una sinforma (b).

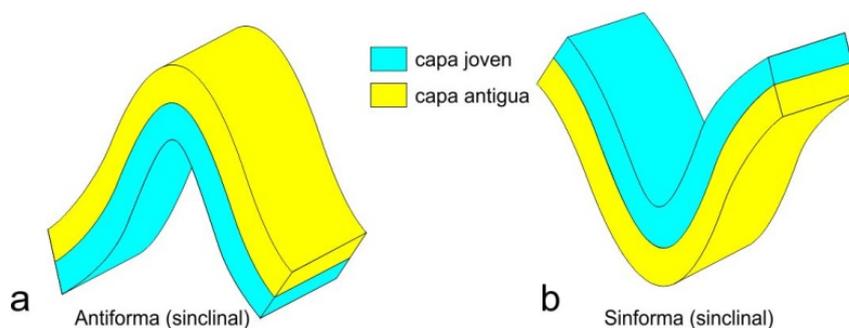


Figura 11-14. a) Relación entre un sinclinal dispuesto como una sinforma (a) y una antiforma (b).

En ocasiones la pequeña dimensión de algunos pliegues impide representarlos a escala en el mapa, por lo tanto su dibujo en la libreta o una fotografía resultará imprescindible para luego ilustrar el informe de campo. En el Anexo IV se muestran las rastras de los principales tipos de pliegues.

Fallas

En las zonas superiores de la corteza, en condiciones de baja presión de confinamiento, las rocas se comportan de manera frágil frente a los esfuerzos y se deforman rompiéndose.

Una falla es una discontinuidad en la corteza, plana a curvilinear, que ha tenido desplazamiento medible de las rocas a ambos lados de la superficie de falla, desde escala microscópicas hasta centenares o miles de km como en límites de placa. Puede ocurrir como una superficie de fractura discreta, o más comúnmente como una **zona** de falla tabular limitada por superficies discretas o difusas que contienen abundante superficies de fracturas secundarias. La alta densidad de fracturas dentro de esas zonas favorece la alteración y meteorización posterior. Las fallas y zonas de fallas, en consecuencia, son más “alterables” que las rocas no deformadas adyacentes, esto a veces dificulta su reconocimiento debido a que constituyen zonas pobremente expuestas.

Si bien generalmente las zonas de falla suelen estar cubiertas por depósitos superficiales, la cuidadosa observación del entorno de una posible falla puede dar indicios de su existencia. La presencia de una escarpa, un río siguiendo un trayecto más o menos recto, el contacto entre unidades litológicas que normalmente no son adyacentes, el desplazamiento de alguna característica lineal como un dique y, en fallas activas, el desplazamiento de vías férreas, arroyos o carreteras, puede indicar la presencia de una falla (Fig. 11-15). De esta manera, muchas fallas terminan siendo mapeadas a partir de inferencias de su presencia.

A manera de recordatorio al momento de describir una falla en el campo, en la Tabla 11-2 se indican los principales tipos de fallas de acuerdo a la posición del plano de falla, movimiento relativo de los bloques y relación entre el plano de falla y la estratificación.

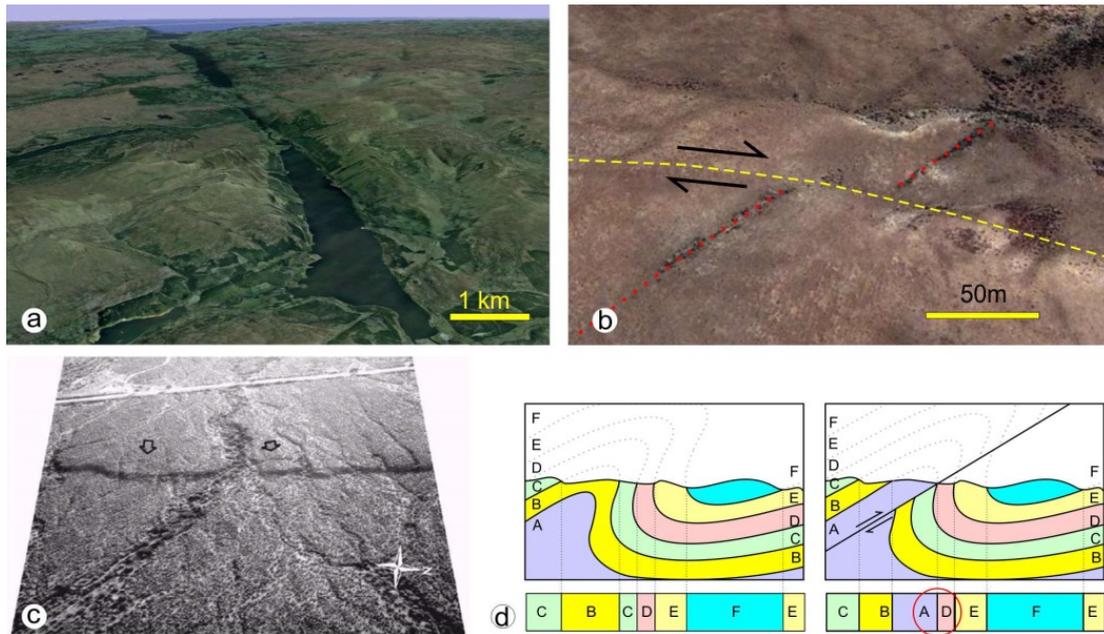
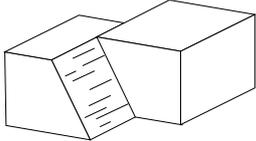
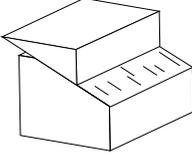
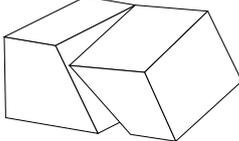
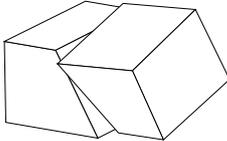
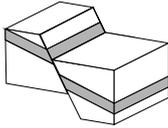
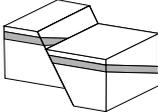
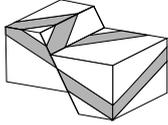
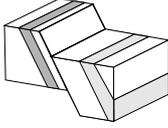


Figura 11-15. Evidencias de falla. a) Valles y lagos alineados asociados a la falla Gran Glen que divide en dos a las Tierras Altas de Escocia. b) Una falla con componente de rumbo corta a una veta de jaseroide en el distrito argentífero Manantial Espejo, Santa Cruz. c) Escarpa de la falla activa Villavicencio Sur, norte de Mendoza (tomado de Mingorance, 2006). d) El contacto entre dos unidades sedimentarias normalmente no adyacentes (A y D) pone en evidencia la presencia de una falla.

Tabla 11-2 Principales tipos de fallas		
Según la inclinación del plano de falla	de alto ángulo ($>45^\circ$)	
	de bajo ángulo ($<45^\circ$)	
Movimiento relativo de los bloques (no rotacionales)	directa (normal o extensional)	
	inversa	
	de rumbo o transcurrente (dextral, derecha o sentido horario)	

	de rumbo (sinestral, izquierda o sentido antihorario)	
	inversa de bajo ángulo (corrimiento)	
Fallas rotacionales	de desplazamiento oblicuo (en bisagra)	
	de desplazamiento oblicuo (en tijera)	
Relación entre el plano de falla y la estratificación	paralela al rumbo de las capas	
	paralela a la inclinación de las capas	
	oblicua a las capas	
	paralela a la estratificación	

Que medir en una falla

En la figura 11-16 se ilustrar las partes de una falla y los datos estructurales a relevar para su descripción y posterior mapeo.

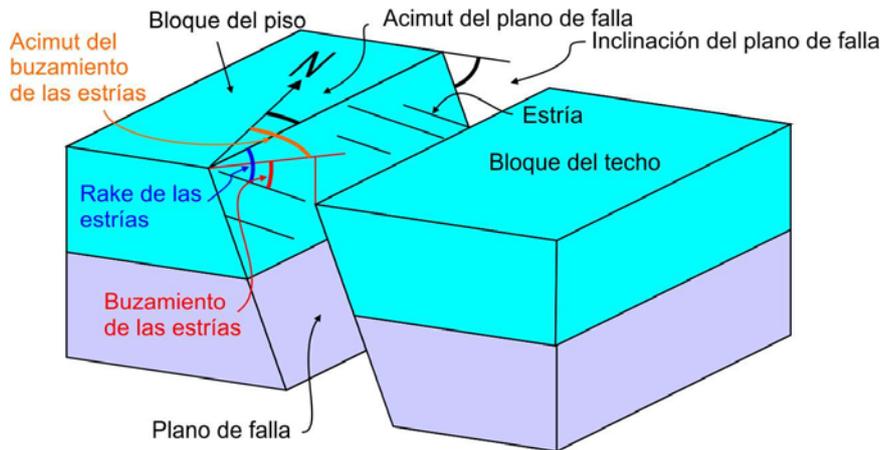


Figura 11-16. Falla directa con componente de rumbo donde se indican sus partes y los datos estructurales a relevar.

Desplazamiento de la falla

Otro dato importante que deberíamos obtener cuando analizamos una falla es el desplazamiento de los bloques a lo largo del plano de falla. Este movimiento puede describirse a partir del desplazamiento de dos puntos que originalmente eran adyacentes a cada lado del plano de falla, vector AB de la figura 11-17.

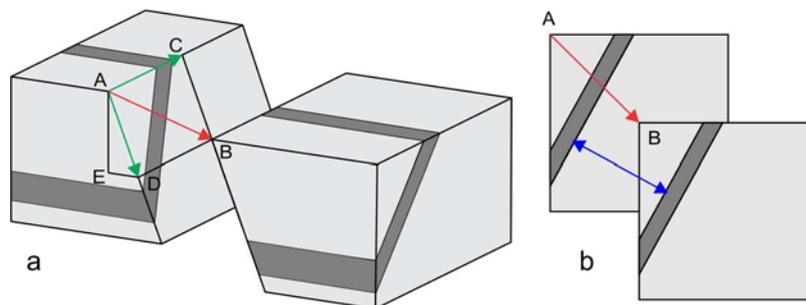


Figura 11-17. a) AB: desplazamiento neto. AC: componente de rumbo. AD: componente de inclinación. ED: rechazo horizontal. AE: rechazo vertical. b) La flecha azul indica el desplazamiento estratigráfico, medido en una dirección normal a la capa

El vector AB, desplazamiento neto, puede dividirse en una componente en el sentido del rumbo de la falla, vector AC denominado componente de rumbo u horizontal y en una componente en el sentido de la inclinación, vector AD o componente de inclinación. En general, en la observación de campo, al no conocerse la dirección y sentido de movimiento de la falla, la descripción de la misma estará limitada por la determinación de alguno de estos dos movimientos relativos, al desplazamiento según la componente de rumbo en afloramientos horizontales o al desplazamiento según la componente de inclinación en secciones transversales. Por otra parte este último puede descomponerse en los vectores ED, llamado rechazo horizontal y AE denominado rechazo vertical.

En la mayoría de los casos, los datos de desplazamiento solo pueden estimarse a partir del movimiento de elementos geológicos de geometría plana como diques, vetas o planos de estratificación. Sin embargo, aun reconociendo un desplazamiento relativo de algún rasgo plano a ambos lados de un plano de falla, sin otros datos que aporten al conocimiento del movimiento relativo de los bloques, no se podrá tener verdadera certeza respecto al desplazamiento neto de la falla. En la figura 11-18 se ilustra con un ejemplo; la observación de campo en el plano horizontal de un cuerpo tabular desplazado por una falla resulta un dato insuficiente para conocer el verdadero movimiento de los bloques ya que, si el cuerpo tabular tiene una inclinación distinta a la vertical, la relación del cuerpo desplazado puede explicarse por una falla de rumbo (a), una falla inversa (b), o una falla directa (c).

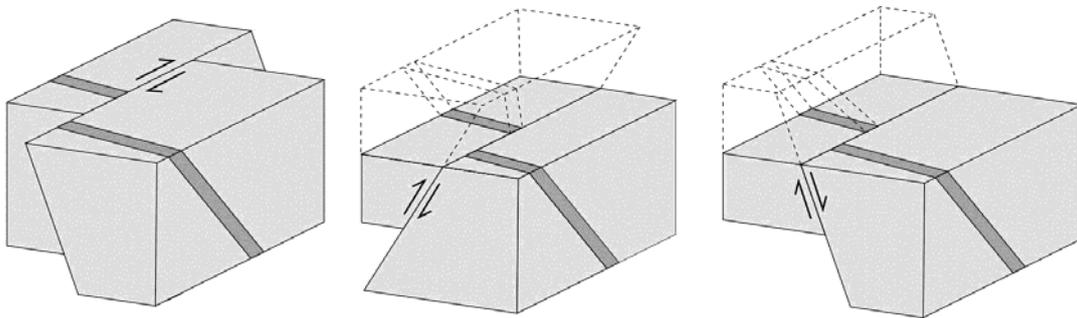


Figura 11-18. Tres tipos distintos de falla producen el mismo tipo de afloramiento

En una situación como la ilustrada en la figura 11-18, resulta evidente que el desplazamiento neto de la falla no podrá obtenerse, sin embargo, al momento de la descripción, al contar con una capa marcadora, se podrán medir fácilmente la separación en el rumbo (desplazamiento aparente horizontal) y calcular la separación en la inclinación, la separación estratigráfica, vertical y horizontal. La figura 11-19 representa la vista en planta de uno de los casos de la figura anterior asumiendo una topografía plana (cota 0 m).

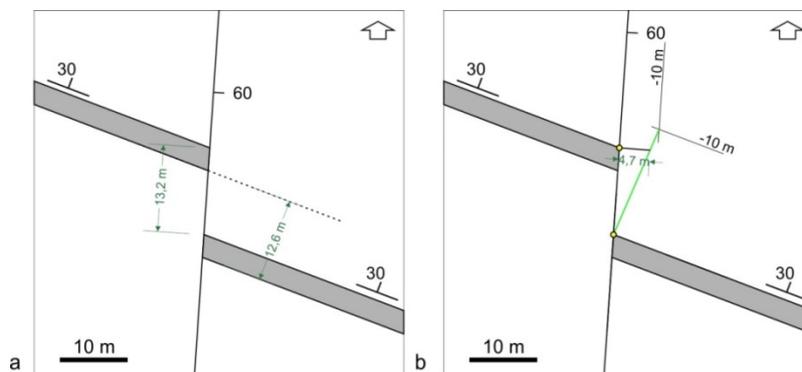


Figura 11-19. Explicación en el texto.

La separación según la línea de rumbo se mide directamente en el mapa sobre el rumbo de la falla, 13,2 m en el ejemplo (Fig. 11-19a). La separación estratigráfica se puede calcular mi-

diendo el desplazamiento de la capa en planta (12,6 m en el ejemplo) y usando el seno del ángulo de inclinación de la capa (30°), según la siguiente expresión:

$$\text{separación estratigráfica} = 12,6 \text{ sen } 30 = 6,3 \text{ m}$$

(un perfil normal a la capa ayudará a ver esta relación)

La separación en la inclinación se puede calcular trazando curvas de nivel estructurales sobre el plano de falla y sobre la capa en el bloque del techo, por ejemplo a -10 m (Fig. 11-19b), uniendo su intersección con su homólogo en superficie se obtendrá la intersección entre el plano de falla y el techo de la capa (cuya proyección horizontal está representada por la línea verde en la figura). Trazando una normal a la falla desde el mismo punto en el bloque del piso de la falla hasta la línea de intersección, se obtendrá la separación horizontal de la falla (4,7 m en el ejemplo). La separación vertical se calcula fácilmente sabiendo la inclinación de la falla:

$$\text{separación vertical} = \text{rechazo horizontal } \tan \text{ del ángulo de inclinación de la falla}$$

(8,1 m en el ejemplo).

La separación en la inclinación se puede calcular usando el teorema de Pitágoras (9,4 m).

Sin olvidar que las fallas suelen reactivarse a lo largo de su historia y que durante las reactivaciones pueden moverse en sentido y dirección distinta a las anteriores, la presencia de estrías en el plano de falla puede indicar la dirección del movimiento y en algunos casos también el sentido, al menos relacionado al último movimiento. En la figura 11-20 se ilustra un espejo de falla con estrías que definen la dirección del movimiento y “escalones” (dentro del círculo) que indica el sentido, en este caso el bloque se ha movido en el sentido de la flecha.

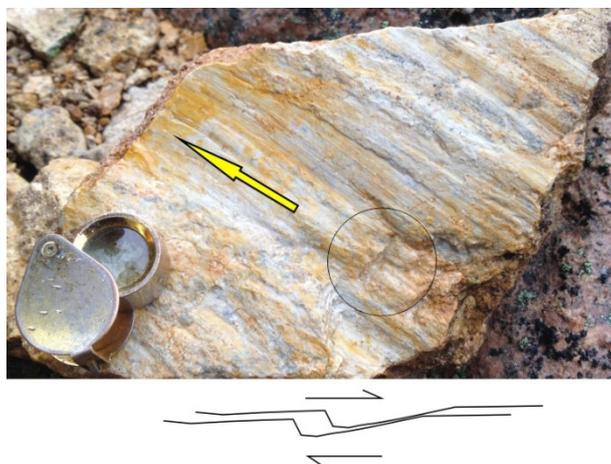


Figura 11-20. Espejo de falla con estrías y escalones que indican el sentido y dirección del desplazamiento de la falla.

Otros indicadores del movimiento relativo de la falla son la flexión de estratos como respuesta temprana al esfuerzo previo al fallamiento (Fig. 11-21) o la presencia de ondulaciones en el plano de falla con crestas y senos paralelos a la dirección de movimiento. Las fallas normales tienen en general inclinaciones fuertes, subverticales, mientras las inversas suelen tener inclinaciones suaves ya que, según la ley de Anderson la fractura se genera a unos 30° del mayor esfuerzo (σ_1 , vertical en las directas y horizontal en las inversas). En el caso de fallas

reconocidas en el campo en fotos aéreas o imágenes satelitales, su inclinación se puede estimar por la forma en que la traza de la falla corta la topografía, si la traza de la falla atraviesa bruscamente la topografía su inclinación será fuerte, si sigue los contornos del terreno su inclinación será suave.

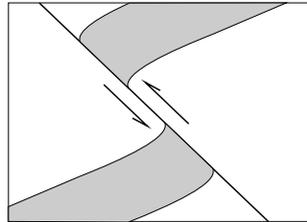


Figura 11-21. Flexión de los estratos próximo a la zona de falla indica el movimiento relativo en el sentido de la inclinación.

Si bien como se ha expresado anteriormente, en la mayoría de los casos la determinación del desplazamiento neto de una falla suele ser muy difícil de obtener, en ocasiones, donde la falla corta un conjunto de rasgos tabulares como vetas o diques, la obtención del verdadero movimiento de la falla puede lograrse realizando un análisis geométrico de los planos involucrados.

En la figura 11-22 se ilustra un caso. El objetivo del análisis para la determinación del desplazamiento neto consistirá en obtener la posición de dos puntos sobre el plano de falla que hayan estado adyacentes antes del movimiento. Esos puntos, denominados por algunos autores de lengua inglesa como *piercing point*, corresponden, en el caso del ejemplo, a la intersección de las dos vetas sobre el plano de falla.

Un primer análisis del mapa de la figura (de topografía horizontal) indica que la falla, cuyo plano inclina 70° al NNO debe ser directa, ya que el bloque norte tiene que haber bajado para que la distancia horizontal entre ambas vetas aumente (las vetas inclinan, una al NE (A) y la otra al O (B)). Otro resultado de la observación es que la falla es del tipo no rotacional, ya que las inclinaciones de las vetas han permanecido constantes a ambos lados del plano de falla.

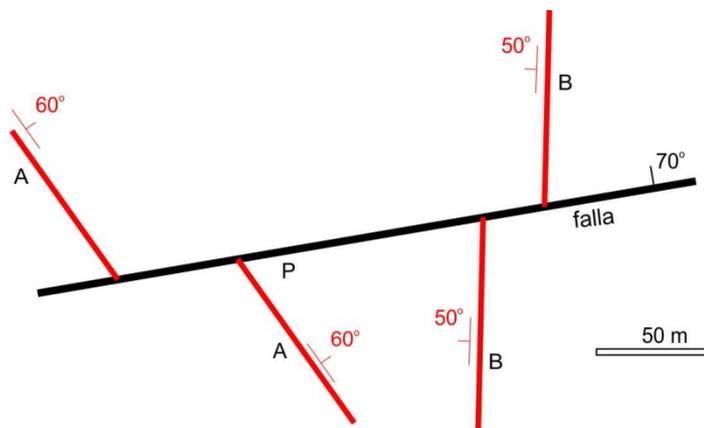


Figura 11-22. Dibujo en planta, dos vetas inclinadas, A y B son cortadas por una falla.

Para obtener el punto de intersección de las dos vetas sobre el plano de falla en el bloque del techo, que evidentemente estará a una cota menor que la superficie topográfica (horizontal de cota 0 m), se dibujan primero curvas de nivel estructurales sobre los tres planos a una cota menor, por ejemplo a cota -50 m, igual que el caso del ejemplo de la figura 11-19 (líneas de puntos en la figura 11-23a). Las líneas Af y Bf (verdes, Fig. 11-23a), obtenidas al unir las intersecciones de las vetas con la falla a cota 0 y a cota -50, son las proyecciones sobre el plano horizontal de las intersección de las vetas con la falla. Ambas líneas se cortan en el punto H1 que es la proyección sobre el plano horizontal del punto buscado (intersección de los tres planos en el bloque del techo de la falla o *piercing point*). Como el punto H1 se encuentra en el plano de falla, su cota se puede obtener a partir de la distancia horizontal entre la proyección del punto H1 en el plano horizontal y el punto P, la cota de H1 resulta entonces igual a la distancia P-H1 por la tangente del ángulo de inclinación de la falla (70°).

La obtención del otro *piercing point* en el bloque del piso es sencilla, basta con trazar dos paralelas a las líneas A-f y B-f desde las intersecciones de las trazas de las vetas del bloque del piso y el plano de falla para obtener la intersección de los tres planos en el bloque del piso, punto H2, proyectado sobre el plano horizontal. La cota del punto H2 se obtiene del mismo modo que la del punto H1. Conociendo las cotas de ambos puntos y la distancia horizontal que las separa (H1-H2), se puede conocer la distancia inclinada o desplazamiento neto, su acimut y buzamiento.

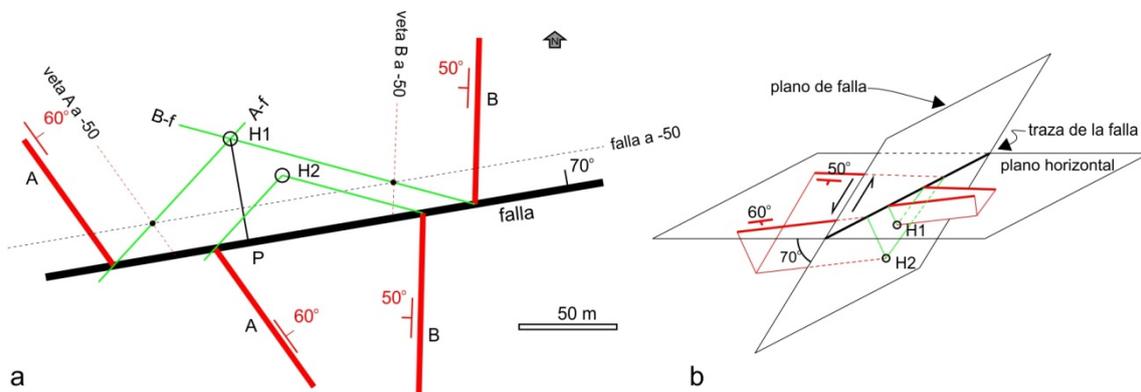


Figura 11-23. a) Dibujo en planta, las intersecciones de las trazas de las vetas y plano de falla 50 m por debajo de la superficie permite trazar su intersección, punto H1 en el bloque del techo y H2 en el del piso. b) Esquema de una vista en 3D.

Otro elemento que puede constituir un *piercing point* que permita determinar el desplazamiento neto de una falla es la charnela de un pliegue en su intersección con el plano de falla (Fig. 11-24).

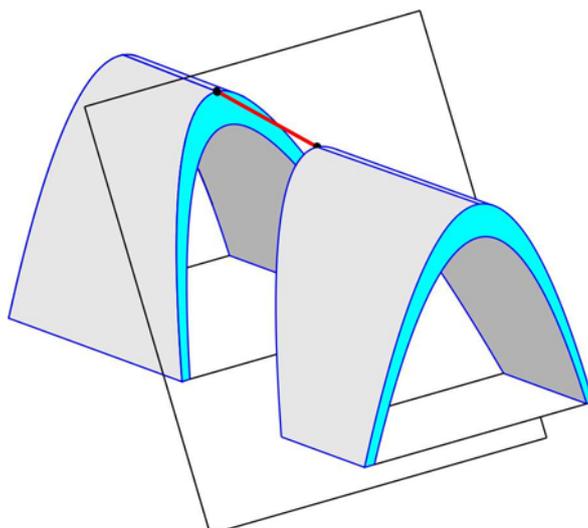


Figura 11-24. La intersección de la zona de charnela con el plano de falla permitiría determinar el desplazamiento neto de la falla.

Al igual que los planos axiales de los pliegues, las fallas se mapean según la intersección del plano de falla con la superficie topográfica. Nuevamente recordemos que las trazas de planos de falla con inclinaciones distintas de la vertical estarán controladas por la regla de las V geológicas. En el Anexo IV se indica cómo se registran las fallas en el mapa.

Rocas de falla

Si bien en algunas ocasiones las fallas se resuelven a través de una superficie única de discontinuidad sin modificación de las rocas inmediatas al plano de falla, es más frecuente que la fractura involucre una zona, paralela a la falla, donde la roca es triturada, constituyendo una roca de falla. Si la falla se produce a poca profundidad, en la zona de deformación frágil propia de la corteza superior, las rocas de fallas formadas serán cataclasitas (brechas de falla, microbrechas harina de falla, entre otras). Si por el contrario la deformación se produce en la zona de deformación dúctil, las rocas de falla formadas serán protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, propias de las zonas de cizalla profundas. Estas zonas suelen conformar fajas de deformación heterogénea de varios metros a cientos de metros de ancho y de centenas de kilómetros de largo. La característica estructural de las zonas de cizalla es el desarrollo de una marcada foliación y lineación miloníticas. Estructuras de estratos originales raramente se conservan en las milonitas.

Cataclasitas. Por lo general son rocas cohesivas y no foliadas, que exhiben evidencias de fracturación frágil y también de procesos de disolución por presión. Las cataclasitas se clasifican según el tamaño de grano y de la relación % entre los clastos y la matriz. Las brechas de falla pueden involucrar espesores muy variables, desde pocos centímetros hasta decenas de metros. El reconocimiento en el campo de una brecha originada por una falla constituye una prueba muy importante de la existencia de ésta. Se las reconoce por formar cuerpos tabulares (zona de falla), en general monomíticos, de roca fracturada con fragmentos angulosos de

tamaño variable, normalmente inmersos en una matriz más fina. Una protocataclasita tiene hasta un 50% de matriz y una cataclasita foliada, además de la estructura planar, está compuesta esencialmente por argilominerales, que si superan el 70% en volumen, la roca se denomina harina de falla.

Milonitas. Las milonitas son rocas foliadas y cohesivas, con desarrollo de una marcada fábrica planar y lineal, formadas bajo condiciones de deformación dúctil a dúctil-frágil. Están compuestas por porfiroclastos y matriz, cuya relación de abundancia permite clasificarlas en protomilonitas (10-50% de matriz), milonitas (50-90% de matriz) y ultramilonitas (90-100% de matriz) (Fig. 11-25). La matriz es de grano fino y está compuesta por cuarzo, clorita, biotita y muscovita. Los porfiroclastos son de feldespatos, granate, hornblenda y piroxeno, y tienen evidencias de deformación cristaloplástica (extinción ondulosa) y/o recristalización parcial.

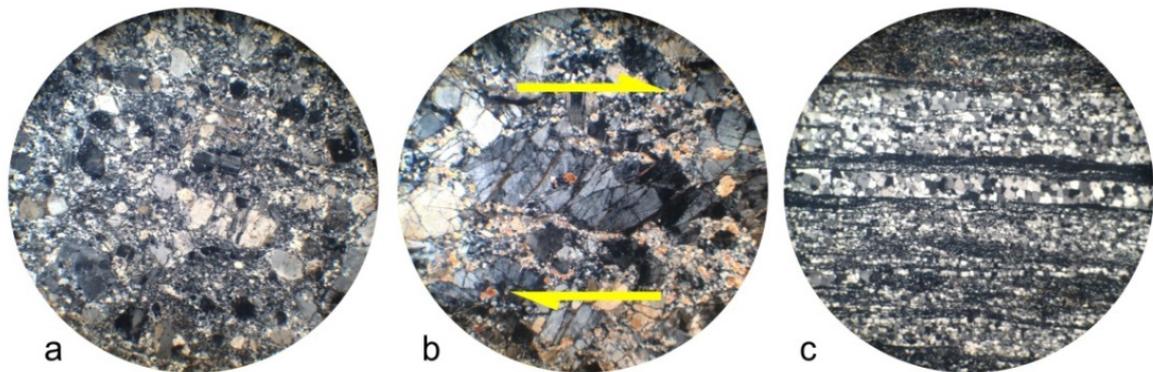


Figura 11-25. Microfotografías de secciones delgadas de granitoides deformados por cizalla dúctil en el flanco norte del Cerro Albión en las Sierras de Tandil. a) Protomilonita con una incipiente foliación dada por estiramiento de los minerales del protolito. b) Milonita con marcada foliación producto del acomodamiento en bandas de minerales de hábito planar (filosilicatos) y un indicador cinemático conformado por un porfiroclasto de feldespato fracturado y desplazado en forma de "estante de libros". c) Ultramilonita con foliación muy marcada dada por la alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas de diferente granulometría y bandas de filosilicatos.

La presencia de cierta asimetría permite utilizar los porfiroclastos como indicadores cinemáticos del sentido de movimiento de las zonas de cizalla (Fig. 11-26a y b) junto con otras estructuras como pliegues en vaina, foliación oblicua, foliación S/C, etc. (Passchier y Trouw, 2005, Trouw et al., 2012).



Figura 11-26. Milonita granítica de alto grado, Ortogneis Juchi (Mesoproterozoico), Sierras Pampeanas occidentales de La Rioja. La milonita está compuesta por porfiroclastos asimétricos tipo sigma (a. cinemática sinistral) de feldespato alcalino (fk) y tipo delta de granate coronítico (b. cinemática dextral), y por una matriz foliada (S milonítica) de grano fino con biotita. Se exhiben otros elementos de fábrica de una milonita. Diámetro de la moneda: 24 mm.

Es común encontrar en ellas evidencia de recristalización metamórfica y según su grado se clasifican como de alto, medio y bajo grado, en tanto que según el tipo de roca del protolito pueden denominarse como milonita granítica, milonita gneásica, filonita, etc. (Trouw et al., 2012).

Algunas fábricas miloníticas pueden ser confundidas con clivaje pizarreño (o incluso, a pequeña escala, con bandas de flujo ígneas). Para confirmar una fábrica milonítica, la roca debe tener sus dos componentes, los porfiroclastos y la matriz, y además se deben buscar otras microestructuras características de estas rocas, tales como extinción ondulosa, maclas combadas o acuñadas, estructuras manto-núcleo, entre otras. Los indicadores cinemáticos suelen ser meso a microscópicos (Fig. 11-27).



Figura 11-27. Porfiroclastos de feldespato K en una milonita granítica, Macizo Norpatagónico, Río Negro. La asimetría indica un cizalla sinistral.

Pseudotaquilita. Es una roca de falla formada casi enteramente por vidrio. Por lo general se intercala como bandas finas entre milonitas o cataclasitas (Fig. 11-28). Se forman por la fusión del protolito causada por el calor de fricción en la zona de cizalla.



Figura 11-28. Zona de cizalla frágil-dúctil con brecha y pseudotaquilita (flechas blancas) en el plutón granodiorítico Arroyo Salado, Macizo Norpatagónico (Río Negro). Diámetro de la moneda: 22 mm.

Diaclasas

Las diaclasas son las estructuras más comunes y frecuentes que se reconocen en las rocas. Pueden responder a distintos orígenes, se puede producir por enfriamiento, ser el resultado de procesos tectónicos o por liberación de presión confinante durante la exhumación de macizos rocosos. Aquellas producidas por deformación cortical suelen conformar sistemas o juegos cuyo análisis estructural puede brindar importante información respecto a la deformación general de un área.

Para poder hacer inferencias estructurales a partir de diaclasas se deberían medir una cantidad suficiente como para que tengan valor estadístico. En una zona con 3 o 4 juegos de diaclasas habría que medir en el orden de un centenar de estas estructuras. No es necesario volcar las diaclasas en el mapa geológico (100 datos de diaclasas abarrotaría el mapa), a excepción de aquellas denominadas maestras o principales (solo algunas). Si se considera importante consignar en el mapa las diaclasas de una zona, se puede insertar en el mismo un diagrama de rosas.

Referencias

- Allmandinger, R. (1988). *Técnicas modernas de análisis estructural*. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, Serie B 16.
- Bennison, G.M. (1990). *An Introduction to Geological Structures and Maps*. Fifth Edition. Londres: Hodder & Stoughton. 69 pp.

- Davis, G. y Reynolds, S. (1996). *Structural geology of rocks and regions*. 2da. Edición, 776 pp. New York: J. Wiley and Sons.
- Lisle, R.F. (2004). *Geological Structures and Maps A practical guide*. 105 pp. Linacre House, Jordan Hill Oxford: Elsevier Butterworth-Heinemann.
- McClay, K. (1988). *The mapping of geological structures*. Chichester, West Sussex: John Wiley and Sons.
- Mingorance, F. (2006). *Morfometría de la escarpa de falla histórica identificada al norte del cerro La Cal, zona de falla La Cal, Mendoza*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61(4), 620-638.
- Passchier, C., Trow, R. (2005). *Micro-tectonics*. 289 p. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Trouw, R.J.A., Passchier, C.W., Wiersma, D.J. (2012). *Atlas of Mylonites - and related micro-structures*. 322 p. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Wilson, G. (1978). *Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo de campo*. Traducción de la edición inglesa de 1972, 128 pp. Barcelona: Omega.

CAPÍTULO 12

Mapeo de rocas sedimentarias

Horacio Echeveste

Introducción

Las rocas sedimentarias, particularmente las silicoclásticas de grano grueso, son las rocas de las que se puede obtener mayor información sobre las condiciones de su formación directamente de las observaciones de campo, sin necesidad de contar con secciones delgadas o análisis geoquímicos, que sí son necesarios para estudiar muchas rocas ígneas y metamórficas.

En la identificación de rocas sedimentarias en el campo, primero consideraremos su origen epiclástico, químico o biogénico. En el primer caso tendremos en cuenta dos características principales para su definición, tamaño de grano y composición mineralógica. Una descripción completa de la roca en el afloramiento deberá contener además, textura, color, estructura sedimentaria, contenido fosilífero y geometría del depósito. Un adecuado relevamiento de estas propiedades permitirá hacer inferencias respecto a las características del ambiente de deposición, tales como el clima y cambio del nivel del mar, tipo y energía del agente de transporte, dirección de paleocorrientes, polaridad de las capas, etc.

El diseño de los itinerarios que se seguirán en la toma de datos durante el mapeo, estará controlada por la estratificación, de manera que sean más o menos perpendiculares a la estructura.

Descripción de la roca sedimentaria

Textura

En las rocas epiclásticas la descripción de la textura incluirá tamaño de grano, presencia de matriz, selección, redondez, esfericidad y fábrica. Un conjunto de plantillas de figuras con estas características pegadas en las últimas páginas de la libreta de campo, ayudará a la descripción. También es recomendable incluir gráficos de clasificación de tipos litológicos.

Tamaño de Grano

El análisis granulométrico, al menos estimativo, de un depósito sedimentario es simple, siempre y cuando se tenga a mano cartillas comparativas para granulometrías y una lupa. Debe determinarse el tamaño medio y máximo según las clases definidas por Udden y Wentworth (Tabla 12-1). Determinaciones granulométricas más precisas demandarán estudio de secciones delgadas. En caso de clastos psefíticos suele ser útil definir además del tamaño medio de clastos, el tamaño máximo registrado. Un recurso simple en el campo para definir granulometría de arenas cuando no se tiene a las cartillas, es la mina de un lápiz automático 0,5, ya que 0,5 mm es el límite entre una arena mediana y una arena gruesa.

Tabla 12-1

Milímetros (mm)	μm	Phi (Φ)	Individuo		Sedimento/Sedimentita	
4096		-12,0	Bloque	Muy grueso	Aglomerado	Muy grueso
2048		-11,0		Grueso		Grueso
1024		-10,0		Mediano		Mediano
512		-9,0		Fino		Fino
256		-8,0	Gujón		Grava/Conglomerado	Grueso
128		-7,0	Gujarro			Mediano
64		-6,0	Guija			Fino
32		-5,0	Gránulo			Sábulo/Sabulita
16		-4,0	Grano	Muy grueso	Arena/Arenisca	Muy gruesa
8		-3,0		Grueso		Gruesa
4		-2,0		Mediano		Mediana
2,00		-1,0		Fino		Fina
1,00		0,0		Muy fino		Muy fina
1/2	0,50	500	1,0	Partícula	Limo/Limolita	Grueso/a
1/4	0,25	250	2,0			Fino/a
1/8	0,125	125	3,0		Arcilla/Arcilita	
1/16	0,0625	63	4,0			
1/32	0,031	31	5,0			
1/64	0,0156	15,6	6,0			
1/128	0,0078	7,8	7,0			
1/256	0,0039	3,9	8,0			
	0,00006	0,06	14,0			

Selección

Se refiere a la variación en el tamaño de grano de los componentes del sedimento o roca. Es una propiedad que puede dar indicios acerca del agente de transporte y de la distancia. Junto con la forma de los granos darán una idea de la madurez del sedimento o sedimentita.

Para definir esta propiedad también se recurre a plantillas comparativas (Fig 12-1).

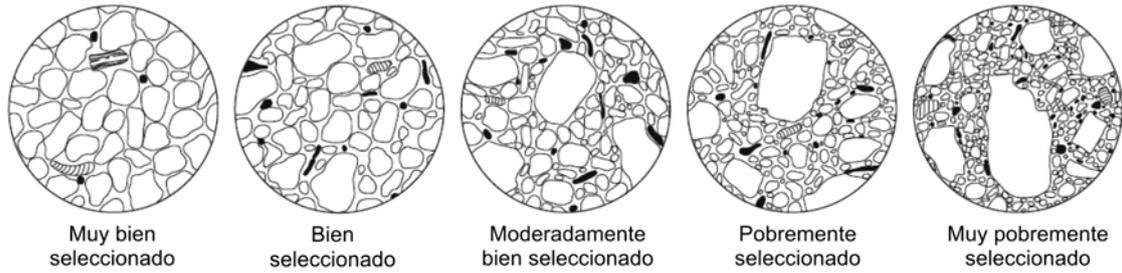


Figura 12-1. Plantilla de selección (Image source: <http://uts.cc.utexas.edu/~wd/courses/373F/gif/sed03.gif>)

Morfología de los clastos

La morfología de los clastos incluyen: forma, esfericidad y redondeamiento. La forma está condicionada por la relación entre los tres ejes imaginarios que definen las dimensiones del grano, largo, ancho y alto. De esta manera los granos podrán ser ecuanter, discoidales, tabulares o prismáticos.

La esfericidad y redondeamiento son características que pueden cuantificarse por comparación con plantillas de forma (Fig. 12-2). Son parámetros importantes de definir ya que darán una idea de la madurez textural del sedimento o roca.

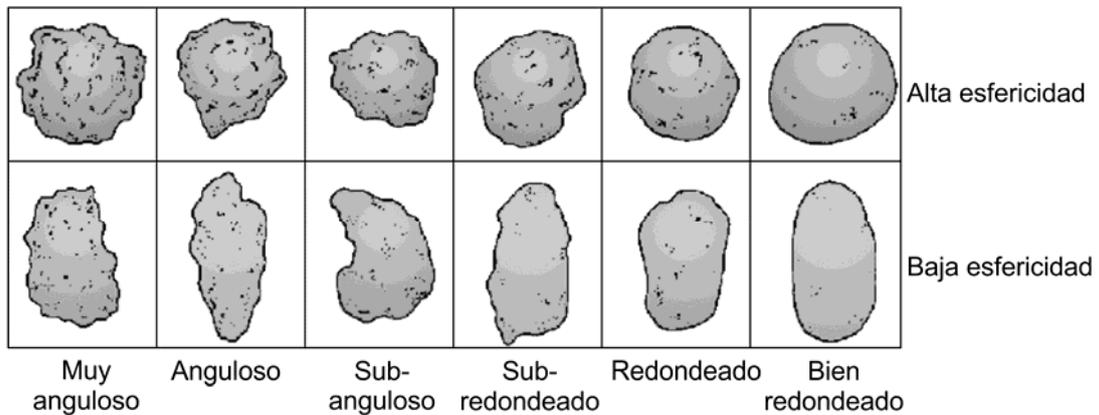


Figura 12-2. Platilla de esfericidad y redondeamiento de clastos.

Fábrica

La fábrica remite a la orientación o falta de esta de los componentes no ecuanter en la roca y a su empaquetamiento. Por ejemplo la disposición de clastos alargados imbricados en un conglomerado puede aportar indicios respecto a la dirección y sentido de la corriente que los depositó (Fig. 12-3).

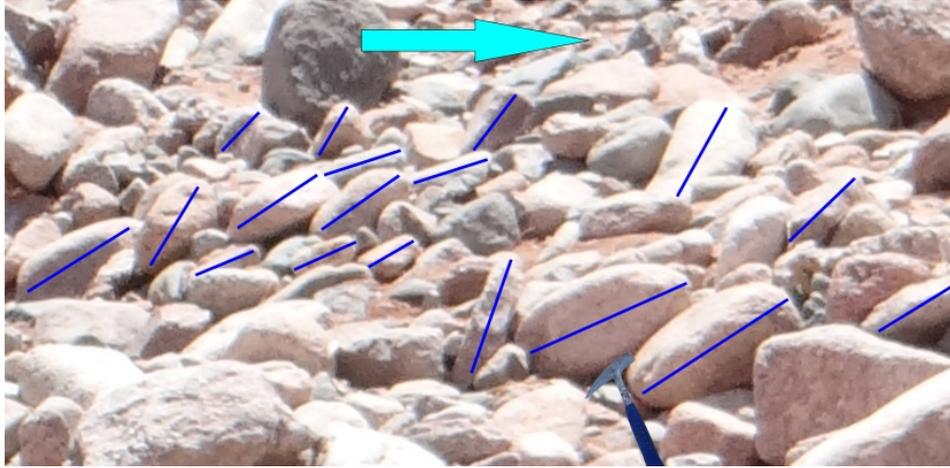


Figura 12-3. Bloques imbricados en una barra actual del río Miranda, La Rioja. La flecha indica el sentido de la corriente.

El empaquetamiento indica la relación de abundancia entre clastos y cemento/matriz. Si los fragmentos se tocan entre sí, se dice que la roca es clasto-soportada, cuando los fragmentos, rodeados de matriz, no se tocan entre sí, la roca es matriz-soportada.

Color

El color también puede dar información sobre las condiciones del ambiente de depositación y de los cambios ocurridos en el sedimento durante la diagénesis. En gran medida el color de las rocas sedimentarias está dado por el estado de oxidación del hierro que contienen. El hierro férrico imprime a la roca colores rojizos, compatible con sedimentos continentales de ambiente semiárido, en tanto que el hierro ferroso otorga a la roca colores verdosos compatibles con ambientes reductores. Asimismo, la materia orgánica o la presencia de pirita finamente diseminada le imprimen a la roca color gris a negro, la presencia de ambas también indica condiciones anóxicas.

Una tabla de color basado en el sistema de color Munsell permitirá clasificar el color del sedimento o roca.

Composición

Una adecuada descripción de la composición incluirá la mineralogía de los granos, presencia de fragmentos clásticos, vidrio volcánico; abundancia relativa de los componentes; la presencia de matriz y proporción y tipo de cemento. En rocas sefíticas el reconocimiento de la composición de los clastos no debería ofrecer mayor dificultad, en samitas y pelitas la identificación de los fragmentos se dificulta con la disminución del tamaño de grano. Una plantilla de abundancia relativa porcentual ayudará a estimar cantidad de granos líticos, cristales o bioclastos (Fig. 12-4). Unas gotas de ácido clorhídrico al 10% ayudará a reconocer componentes carbonáticos en la roca. Una reacción violenta indicará la presen-

cia de calcita. Si hay duda respecto a si la roca reacciona o no con el ácido, se puede obtener un poco de polvo sobre la superficie de la muestra rapando con la cortapluma, una reacción suave indica la presencia de dolomita. Las rocas sedimentarias de grano fino, limo y arcilla y algunas de origen químico pueden ser difíciles de clasificar en el campo, análisis granulométricos, de difracción de rayos X o estudio de secciones delgadas ayudaran a su identificación.

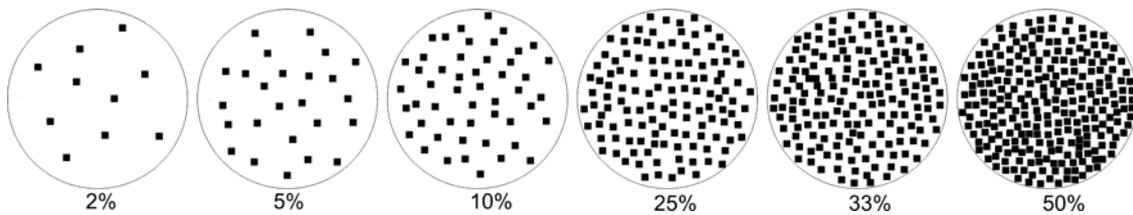


Figura. 12-4. Plantilla de abundancia relativa.

Estructuras sedimentarias

El reconocimiento, descripción y en algunos casos, medición de estructuras sedimentarias presentes, tanto en las superficies de estratificación como dentro de los estratos, permitirá como se mencionó anteriormente, sacar conclusiones respecto a los procesos y condiciones de depositación y en algunos casos deducir la dirección de la corriente que transportaba el sedimento y determinar la polaridad de los estratos.

La estructura principal de las rocas sedimentarias es la estratificación (y 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 estructuración de la zona de mapeo mientras que la determinación de la polaridad permitirá reconocer techo y piso de los estratos. 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 una adecuada interpretación de las estructuras en aquellas regiones con rocas plegadas. En la figura 12-5 se ilustran algunas estructuras indicadoras de polaridad.

Con el entrenamiento adecuado pueden detectarse rasgos lineales erosivos en el techo de la capa, como marcas de gotas de lluvia, marcas de corriente, surcos, puzamientos, roces o marcas de escurrimiento que también son indicadores de polaridad.

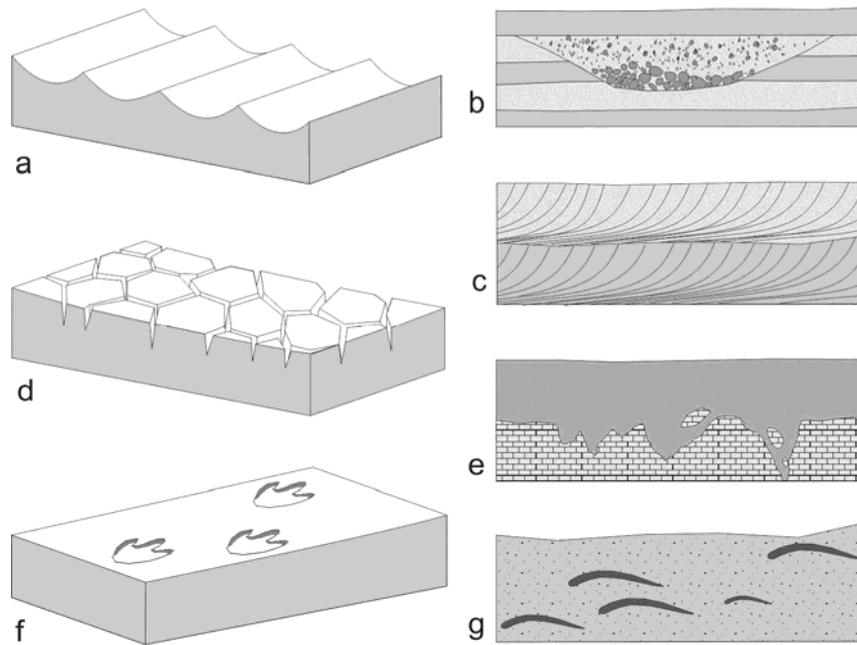


Figura 12-5. Estructuras sedimentarias indicadoras de polaridad. En todos los casos las capas están en posición normal. a) Las crestas agudas de las ondulaciones apuntan al techo de la capa. b) La superficie cóncava del paleocauce apunta al piso. c) En algunos casos la estratificación entrecruzada es asíntota hacia el piso de la capa. d) Los extremos agudos del relleno de grietas de desecación apuntan al piso. e) Superficies irregulares por disolución en el techo de una caliza. f) Pisadas fósiles. g) Disposición de valvas con su superficie cóncava hacia el piso de la capa en sedimento de corriente.

Contenido fosilífero

El reconocimiento de restos fósiles en la roca sedimentaria, tipos presentes, modos de ocurrencia y preservación, además de indicar en ambiente de depositación, en algunos casos puede conducir a la ubicación de la roca en la columna cronoestratigráfica. Al momento de detectar fósiles recordar que la ley Nacional N° 9080 establece que los fósiles son parte de nuestra riqueza y patrimonio natural de la humanidad, no pueden recolectarse sin permiso de las autoridades provinciales de patrimonio. En muchos casos una buena foto basta para mostrársela a un especialista, el cual nos sugerirá como proseguir. Muchos fósiles pueden tener mala calidad de preservación, y un manejo incorrecto de los mismos puede significar la pérdida de valiosa información tafonomica y ambiental.

Registro gráfico de la secuencia sedimentaria

Un relevamiento detallado de las rocas sedimentarias del área de mapeo requerirá levantar un registro gráfico de la secuencia en el que se señalará los espesores de las distintas litologías, su composición, tamaño de grano, estructuras sedimentarias, presencia de fósiles, color y dirección de paleocorrientes. Cada litología, estructura y tipo de fósil se dibujará con una rastra particular, la figura 12-6 ilustra un ejemplo. Una vez definidas las

unidades de mapeo se elegirá un itinerario normal a la estructura con buenas exposiciones. Seguramente no se podrá levantar toda la columna sedimentaria en un único perfil. En el caso de enfrentarnos con un obstáculo topográfico o con un lugar donde la secuencia está cubierta por depósitos modernos, deberemos desplazarnos lateralmente por el rumbo de las capas hasta encontrar la ruta adecuada donde seguir la medición y descripción. Deberemos marcar el itinerario recorrido en el mapa base.

Un conjunto de hojas del tamaño de la libreta de campo, con las columnas de litología, textura, estructura, etc, anexadas al final de la libreta de campo, facilitará la tarea de registro de la secuencia.

La descripción de la secuencias sedimentaria requiere su medición. Los métodos que se exponen a continuación son válidos para medir secciones donde la estructura es sencilla y las rocas están bien expuestas; una estructura compleja, fuerte variación de los espesores de las capas y una relación de bajo ángulo entre la superficie aflorante y la inclinación de las capas dificultan la medición de espesores.

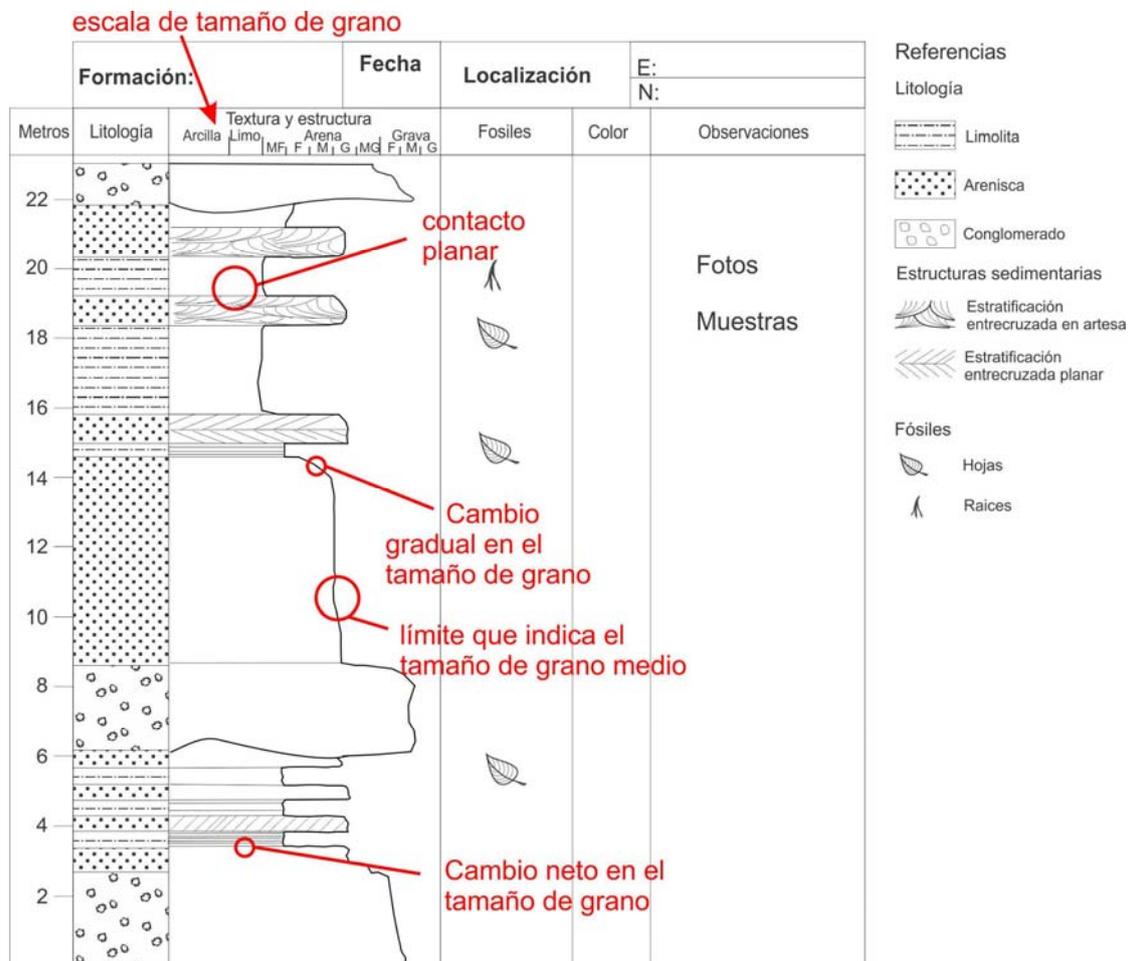


Figura 12-6. Típico registro gráfico de una sección sedimentaria.

Registro de espesores

Método del báculo de Jacob

Este método permite medir espesores verdaderos de potentes secuencias de rocas sedimentarias inclinadas. El báculo de Jacob es una vara de madera o un tubo de aluminio de una longitud en el orden de 1,5 m que admite montar verticalmente en su extremo superior una brújula Brunton para ser usada como nivel (Fig. 12-7). El método se ilustra en la figura 12-8.



Figura 12-7. Midiendo espesores de rocas sedimentarias con el báculo de Jacob y brújula Brunton.

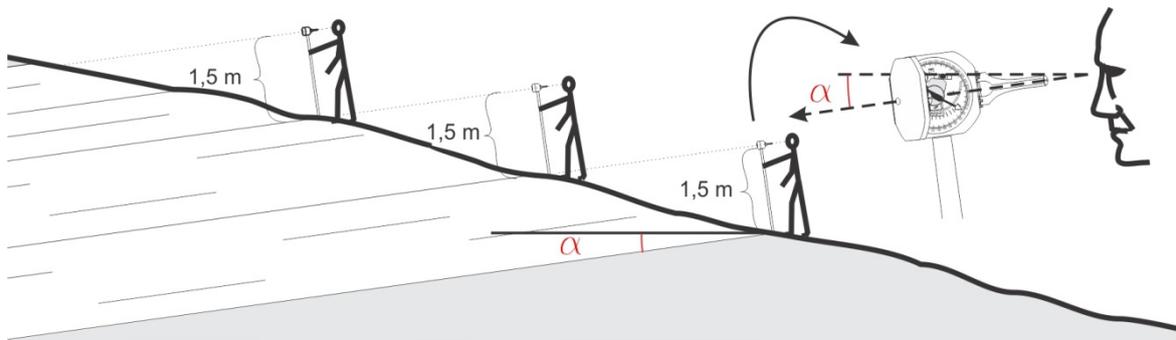


Figura 12-8. Procedimiento para medir con el báculo de Jacob.

Se monta la brújula en el extremo superior del báculo con su eje sagital normal al mismo (Fig.12-9a) con la tapa parcialmente cerrada (Fig. 12-9b), de manera de poder ver el nivel del clinómetro al mismo tiempo que se hace puntería a través de la pínula y la ventana del espejo.

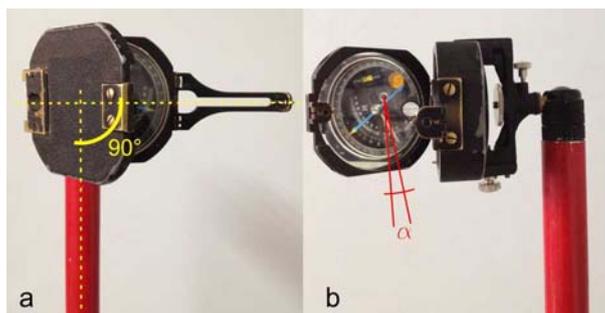


Figura 12-9. a) Se monta la brújula verticalmente con su eje sagital normal al báculo.
 b) Se apunta a través del espejo de manera de poder ver el nivel del clinómetro.

Se mide la inclinación de los estratos y se pone el clinómetro en ese valor angular. El itinerario a seguir para realizar las mediciones debe ser perpendicular al rumbo de las capas. Se apoya el báculo en la base de la secuencia sedimentaria que se va a medir de manera que el plano principal de la brújula este vertical y orientado normalmente al rumbo de las capas. En esta posición, y observando el nivel del clinómetro en el espejo, se inclina el báculo hasta centrar la burbuja del nivel tubular, de esta manera una visual que pase por la pínula y por la ventana de la tapa de la brújula tendrá la inclinación de la estratificación. Se identifica un objeto en el terreno donde esta visual intercepte la superficie. La sección mediada en este primer paso tendrá un espesor igual a la longitud del báculo. Se camina a la nueva posición apoyando la base del báculo en el punto elegido y se procede de manera análoga repitiendo el proceso hasta llegar al techo de la unidad. En el caso de encontrar un obstáculo que impida seguir el itinerario normal al rumbo de las capas, se debe desplazar lateralmente por el estrato hasta donde se llegó en la última medida hasta superar el obstáculo y poder continuar un itinerario normal a la estratificación. El espesor verdadero resulta de multiplicar el número de repeticiones por la longitud del báculo.

Método con la altura del operador

Otro método, similar para medir espesores reales es el indicado en la figura 12-10. Como en el caso anterior se debe poner el clinómetro de la brújula con la inclinación de la capa, pararse en el contacto en el piso y apuntar a un objeto en el terreno donde la visual intercepte la superficie. Se debe avanzar perpendicular al rumbo de las capas.

El espesor estará en función de la altura de los ojos del operador y responde a la siguiente ecuación:

$$E = n (h \cos \alpha)$$

Siendo n = número de mediciones

h = altura de los ojos del operador

α = inclinación de las capas

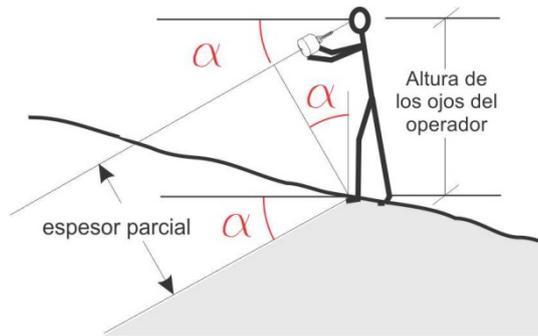


Figura 12-10. Cálculo del espesor considerando la altura del operador.

Distintos casos en la medición y cálculo de espesores

En los casos que se ilustran a continuación, donde se determina el espesor de un cuerpo o estrato de reducidas dimensiones, los datos que se pueden recoger en el terreno son el espesor aparente, la inclinación de la capa y la inclinación de la pendiente.

Caso I: Capas horizontales

El caso de la figura 12-11a, no reviste ninguna complicación, el espesor medido en la dirección de la plomada es el espesor real.

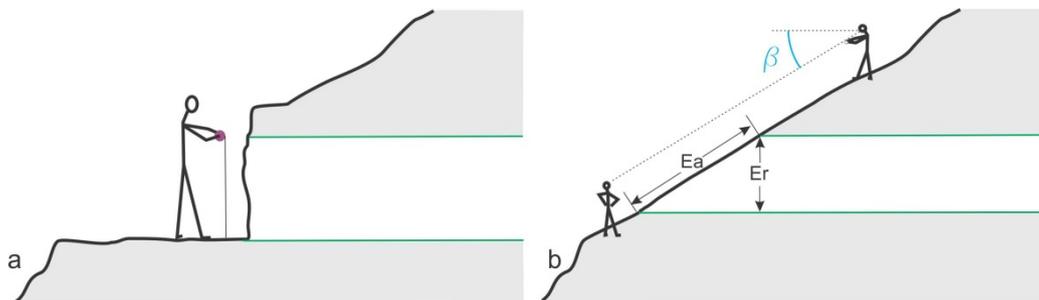


Figura 12-11. Medición (a) y cálculo de espesor real (b) en capas horizontales.

En el caso de la figura 12-11b, el espesor real es:

$$E_r = E_a \cdot \sin \beta$$

Siendo β la pendiente del terreno y E_a el espesor aparente.

Caso II: Capas verticales

En el caso de la figura 12-12a, se mide el espesor directamente con la cinta métrica horizontal dispuesta perpendicular al rumbo de la capa.

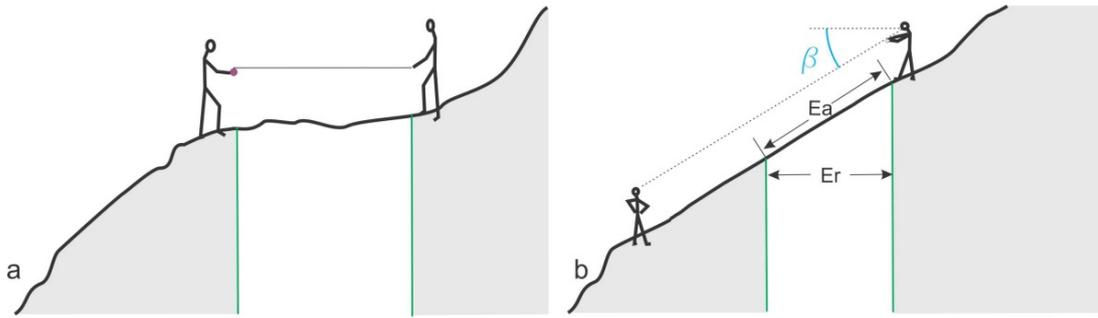


Figura 12-12. Medición (a) y cálculo de espesor real (b) en capas verticales.

En el caso de la figura 12-12b, el espesor real es:

$$E_r = E_a \cos \beta$$

Caso III: Capas inclinadas con pendiente cero (Fig. 12-13)

Si la pendiente es cero, el espesor real es:

$$E_r = E_a \sin \alpha$$

Siendo α la inclinación de la capa.

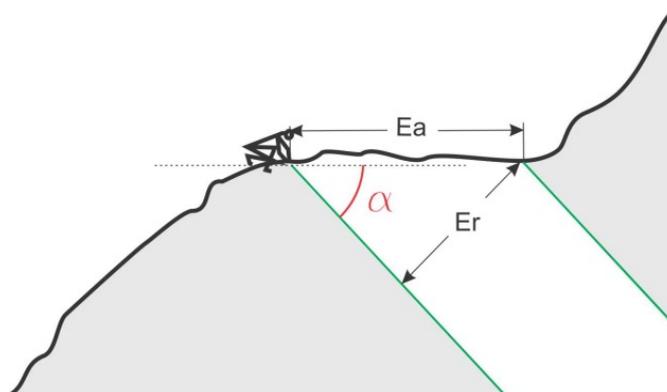


Figura 12-13. Cálculo de espesor real cuando la pendiente vale 0° .

Caso IV: Capas inclinadas ($\alpha + \beta < 90^\circ$)

En este caso la capa inclina en sentido contrario a la pendiente y la suma de la inclinación de la capa y la pendiente es menor de 90° (Fig. 12-14)

El espesor real es:

$$E_r = E_a \sin (\alpha + \beta)$$

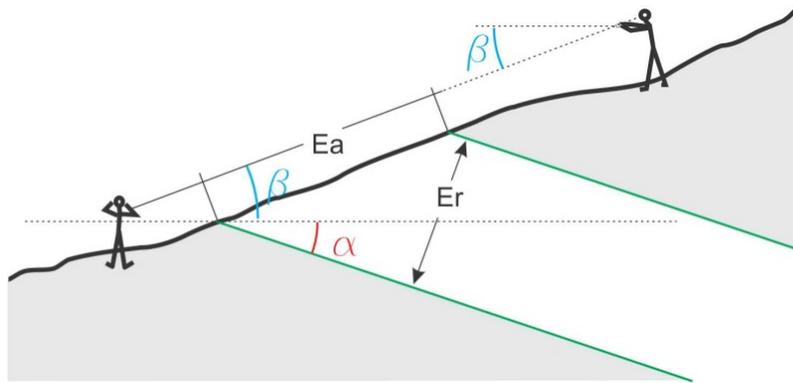


Figura 12-14. Cálculo de espesor de una capa inclinando contra pendiente donde $\alpha + \beta < 90^\circ$.

Caso V: Capas inclinadas ($\alpha + \beta > 90^\circ$)

Como en el caso anterior la capa inclina en sentido contrario a la pendiente pero la suma de la inclinación de la capa y la pendiente es mayor de 90° (Fig. 12-15).

El espesor real es:

$$Er = Ea \cos(\alpha + \beta - 90^\circ)$$

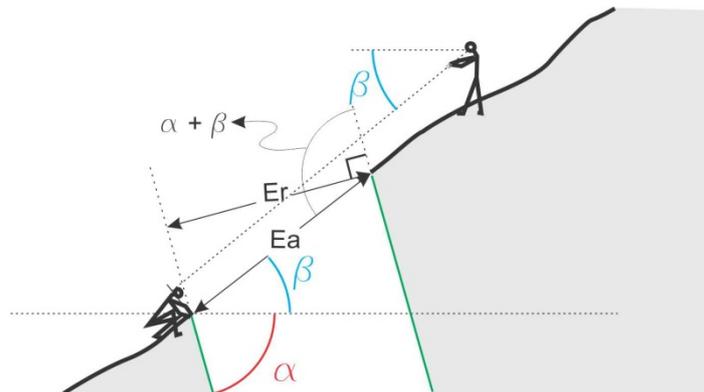


Figura 12-15. Cálculo de espesor de una capa inclinando contra pendiente donde $\alpha + \beta > 90^\circ$.

Caso VI: Capas inclinadas, la capa y la pendiente inclinan de en la misma dirección (Fig. 12-16)

El espesor real es:

$$Er = Ea \cos(\alpha - \beta)$$

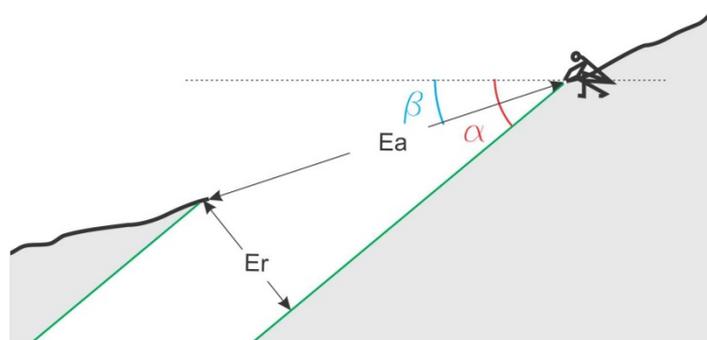


Figura 12-16. Cálculo de espesor de una capa que inclina a favor de la pendiente.

Caso VII: La pendiente es mayor que la inclinación de la capa (Fig. 12-17)

El espesor real es:

$$E_r = E_a \text{ sen. } (\beta - \alpha)$$

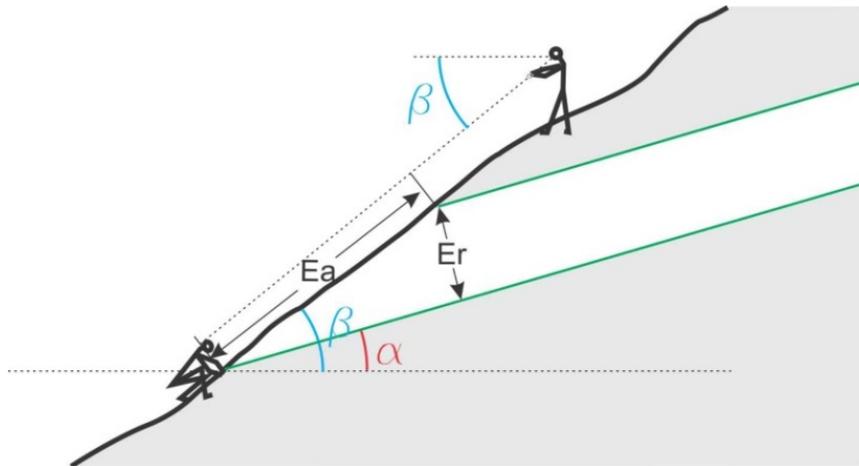


Figura 12-17. Cálculo de espesor de una capa que inclina a favor de la pendiente con un ángulo menor.

Mediciones de espesor a partir del mapa Geológico

En ocasiones la determinación del espesor de una secuencia sedimentaria debe calcularse a partir del mapa geológico, los datos necesarios, además de la inclinación de las capas, son la distancia horizontal medida normal a la estructura y la diferencia de cota entre piso y techo de la secuencia. A continuación se grafican los casos posibles.

Inclinación en contra de la pendiente

La figura 12-18 ilustra este caso. El espesor de la capa representada con color verde se obtiene descomponiendo el espesor E en E1 y E2 donde:

$$E_1 = D \text{ sen. } \alpha \quad \text{y}$$

$$E_2 = \Delta h \text{ cos } \alpha$$

Por lo tanto

$$E = \Delta h \text{ cos } \alpha + D \text{ sen. } \alpha$$

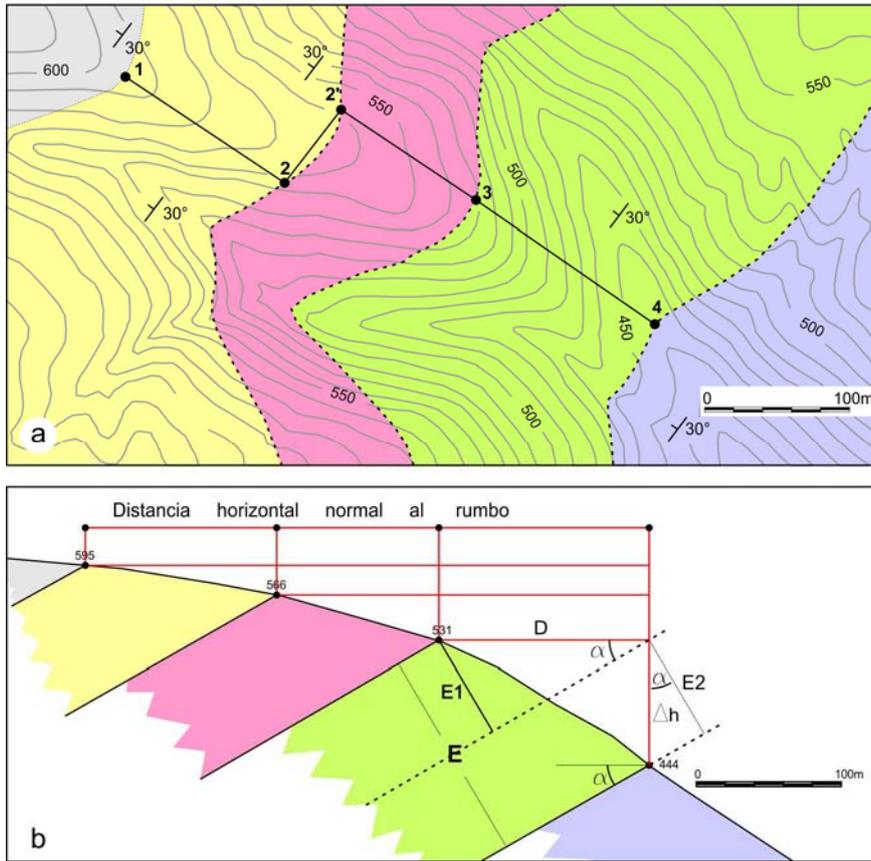


Figura 12-18. a) Mapa en planta sobre el que se calculará el espesor de la secuencia sedimentaria. b) El espesor E de la capa verde, resulta de sumar los espesores parciales E1 y E2, calculados trigonométricamente.

Inclinación a favor de la pendiente con un ángulo mayor

En este caso, con la inclinación α de la capa y la distancia horizontal D, utilizando la función seno se puede calcular E2. Con Δh y α y la función coseno se calcula E1. La diferencia es E, espesor real (Fig. 12-19).

$$E2 = D \operatorname{sen} \alpha \quad \text{y} \quad E1 = \Delta h \operatorname{cos} \alpha$$

$$E = D \operatorname{sen} \alpha - \Delta h \operatorname{cos} \alpha$$

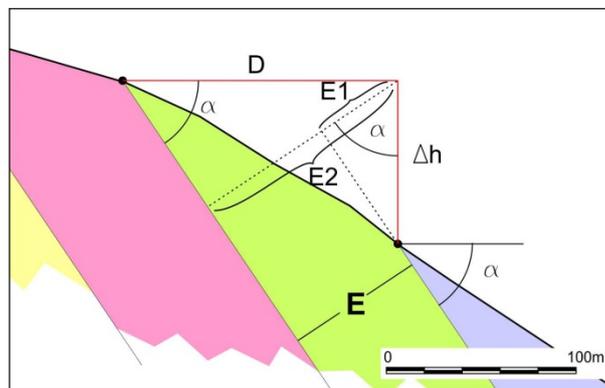


Figura 12-19. Cálculo de espesor con las capas inclinando a favor de la pendiente con un ángulo mayor

Inclinación a favor de la pendiente con un ángulo menor

Similar al caso anterior se calcula E2 (Fig. 12-20) y luego se descuenta E1 siendo:.

$$E2 = \Delta h \cos \alpha$$

y

$$E1 = D \sin \alpha$$

entonces

$$E = \Delta h \cos \alpha - D \sin \alpha$$

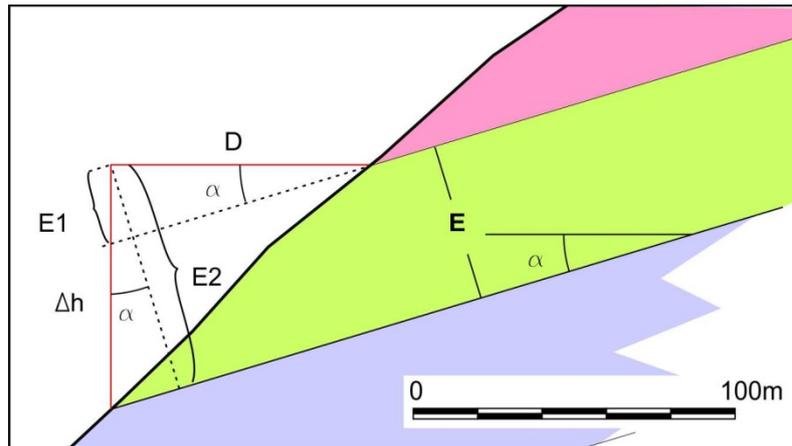


Figura 12-20. Cálculo de espesor con las capas inclinando a favor de la pendiente con un ángulo menor.

Referencias

- Coe, A. L. (2003). *The Sedimentary Record of Sea - level Change*. 287 pp. Cambridge, England: Cambridge University Press and The Open University.
- Coe, A.L., Argles, T.W., Rothery, D.A. y Spicer, R.A. (2010). *Geological field techniques*. Angela L. Coe (Ed). Milton Keynes, England: John Wiley & Sons.
- Collinson, J., Mountney, N. y Thompson, D. (2006) . *Sedimentary Structures*. , 292 pp. Hertfordshire, England: Terra Publishing.
- Miall, A. D. (2010). *The Geology of Stratigraphic Sequences*. 480 pp. Heidelberg: Springer.
- Stow, D. A.V. (2005). *Sedimentary Rocks in the Field*. 320 pp. London: Manson Publishing.
- Tucker, M. E. (2003). *Sedimentary Rocks in the Field*. 244 pp. Chichester, West Sussex: John Willey and Sons.

CAPÍTULO 13

Mapeo de rocas ígneas

Gerardo N. Páez

Introducción

Durante los trabajos de mapeo de secuencias ígneas, es muy importante poder discriminar entre distintos cuerpos de rocas, para esto es conveniente definir unidades de mapeo basadas en las características texturales y composicionales, sin olvidarse de tener en cuenta los cuerpos ígneos que cada una de ellas conforma. De esta manera, si estamos trabajando con escalas de buen detalle (mayores a 1:20.000), es conveniente utilizar el concepto de facies para la definición de las unidades de mapeo; mientras que si las escalas de trabajo son más bien regionales (menores a 1:20.000), son los conceptos de Formación y/o Complejo los que resultan más útiles a la hora de realizar mapeos de rocas ígneas.

En esta sección realizaremos una breve revisión de las texturas, la mineralogía y los sistemas de clasificación de las rocas ígneas más comunes, con el fin de poder utilizarlas como herramientas para la definición de unidades de mapeo utilizables durante los trabajos de mapeo.

Quizás la clasificación más conocida de las rocas ígneas se basa en su ambiente de emplazamiento, y su consecuente tamaño de grano (Fig. 13-1). De esta manera, cuando un magma se emplaza a grandes profundidades dentro de la corteza terrestre y su enfriamiento es lento, se originan las denominadas rocas plutónicas, caracterizadas por la presencia de cristales de grandes dimensiones (generalmente visibles a ojo desnudo). Por el contrario, si un magma es derramado sobre la superficie de la tierra y su enfriamiento es rápido, se originan las denominadas rocas volcánicas, dominadas por pastas con cristales de pequeñas dimensiones (la mayoría de las veces invisibles a ojo desnudo). Por último, las condiciones de enfriamiento intermedias, asociadas a niveles altos dentro de la corteza terrestre, dan lugar a rocas con características intermedias, denominadas rocas subvolcánicas o hipabisales.

Además de la subdivisión de las rocas ígneas en función de su tamaño de grano y su ambiente de emplazamiento, también podemos distinguir dos grandes grupos de rocas ígneas en función de sus componentes: las rocas ígneas cristalinas y las rocas ígneas clásticas (Best y Christiansen, 2001; Mc Phie *et al.*, 1993).

Las rocas ígneas cristalinas corresponden a aquellas que han cristalizado directamente partir de un magma, y por lo tanto se caracterizan por la presencia de texturas de intercrecimiento

(Best y Christiansen, 2001), donde los minerales que las componen se presentan formando una trabazón de cristales con variable grado de desarrollo. Este grupo incluye a la totalidad de las rocas plutónicas y a la gran mayoría de las rocas volcánicas lávicas.

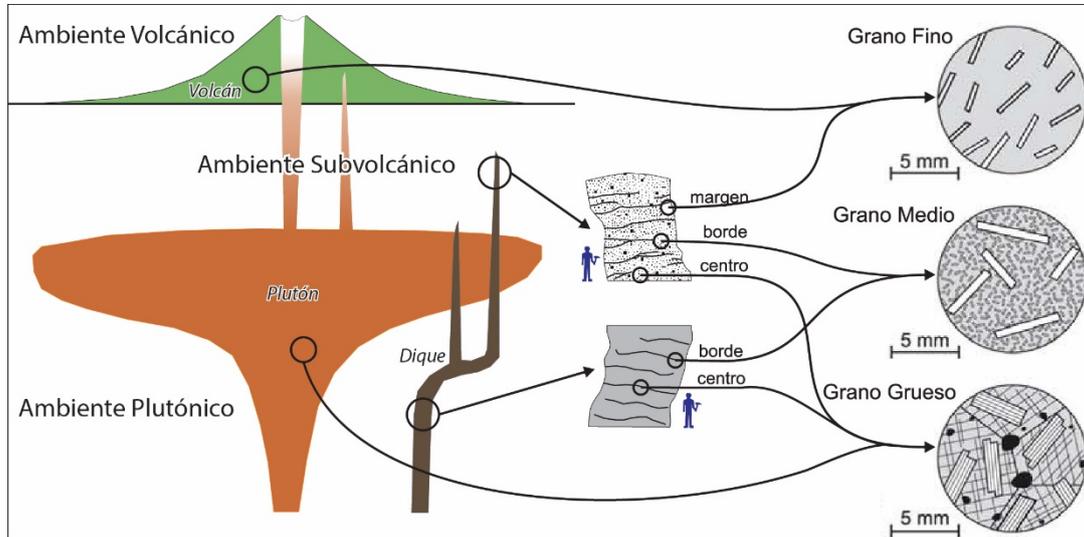


Figura 13-1. Esquema simplificado mostrando la relación entre el ambiente de emplazamiento y el tamaño de grano de las rocas ígneas. Modificado de Motoki y Sichel (2006).

A diferencia de las anteriores, las rocas ígneas clásticas resultan de la fragmentación mecánica o térmica, explosiva o no, de un magma bajo la acción de distintos procesos físicos (Mc Phie *et al.*, 1993). En este caso, la roca ígnea resultante está compuesta por partículas o granos denominados clastos, que pueden presentarse con distintos tipos de ordenamientos. Este grupo incluye rocas tanto intrusivas como extrusivas, y como ejemplos podemos mencionar las rocas volcánicas piroclásticas, las autobrechas, las hialoclastitas, algunas kimberlitas, etc.

Distintos mecanismos de fragmentación caracterizan a cada uno de los tipos de rocas clásticas; sin embargo, la discusión sobre estos procesos escapa a la idea del presente trabajo, por lo que aquí solo se analizarán los rasgos de las rocas piroclásticas, es decir aquellas originadas por la fragmentación del magma como consecuencia de la separación explosiva de la fase volátil del magma (Best y Christiansen, 2001). Para una discusión más profunda sobre los mecanismos de fragmentación y los distintos tipos de rocas ígneas clásticas se recomienda recurrir a los trabajos de Mc Phie *et al.* (1993).

La descripción de campo de las rocas ígneas

La descripción a muestra de mano es fundamental para el trabajo del geólogo, ya que durante las tareas de campo no se cuenta con el apoyo de un microscopio, y es allí cuando debemos discriminar las distintas litologías, sus relaciones estratigráficas y estructurales, realizar un mapeo adecuado del área y acompañarlo con un muestreo acorde con los objetivos del estudio. Luego de las tareas de campo, ya en el gabinete, y con la ayuda del microscopio pe-

trográfico, podremos ampliar la descripción de las rocas incorporando los detalles que escapan a la escala de observación mesoscópica.

Texturas de las Rocas Ígneas

Las rocas ígneas cristalinas están compuestas por cristales, cavidades y/o vidrio volcánico en distintas proporciones; mientras que las rocas ígneas clásticas están compuestas por clas- tos y/o matriz, representados por litoclastos, cristaloclastos y vitroclastos en el caso de las ro- cas piroclásticas, por autoclastos en el caso de las autobrechas, por hialoclastos en el caso de las hialoclastitas, etc. La disposición u ordenamiento espacial de estos componentes se deno- mina textura y nos brinda información sobre la evolución térmica de los cuerpos ígneos, la fragmentación o no del magma, la composición química global del magma, su evolución en el tiempo y el tamaño y forma de los cuerpos ígneos.

Parámetros texturales

Las propiedades texturales son un conjunto de atributos que definen en gran medida el aspecto general de cada roca, suelen ser lo primero que llama nuestra atención al enfrentarnos con una roca ígnea cristalina, y por lo tanto constituyen una herramienta fundamental para el mapeo a la hora de diferenciar distintos cuerpos de roca en el campo. Los parámetros textura- les fundamentales son tres: (1) Cristalinidad, (2) Granularidad y (3) Morfología cristalina (Best y Christiansen, 2001; Vernon, 2004; González, 2008). La correcta descripción de estos paráme- tros nos va a permitir determinar si una roca es plutónica o volcánica, sentando además la base para la definición de facies y/o unidades de mapeo.

La *cristalinidad* expresa la abundancia relativa de cristales y de vidrio de una roca ígnea. Cuando una roca está compuesta enteramente por cristales se dice que es holocristalina (Fig. 13-2a y 2b) y cuando está formada exclusivamente por vidrio se llama holohialinas, vítrea o hialina (Fig. 13-2d). Para rocas con proporciones variables de cristales y vidrio se utiliza el tér- mino hipocristalinas.

La *granularidad* hace referencia al tamaño de los cristales que componen una roca íg- nea, y puede ser analizada desde tres puntos de vista: (1) visibilidad a ojo desnudo, (2) ta- maño absoluto y (3) tamaño relativo. En el primer caso, se denomina a los cristales según se puedan o no identificar a ojo desnudo o bien con la ayuda de una lupa de mano, de esta manera se pueden definir dos categorías: cristales faneríticos en el caso que sean obser- vables a ojo desnudo (Fig. 13-2a, 2b y 2c), y afaníticos para el caso que no son distingui- bles ni siquiera empleando una lupa de mano (Fig. 13-2c y 2d). En líneas generales las rocas plutónicas se caracterizan por texturas faneríticas, mientras que las rocas volcánicas lo hacen por la presencia de pastas afaníticas.

En cuanto al tamaño absoluto de los cristales, no existe un criterio unificado sobre los lími- tes utilizados para distinguir los distintos tamaños de grano. Sin embargo, los más frecuente-

mente utilizados corresponden a: (a) Grueso: >5 mm, (b) Mediano: 1 y 5 mm, (c) Fino: 1 y 0,5 mm, (d) Muy fino: < 0,5 mm.

Por último, el tamaño relativo de los cristales hace referencia a la comparación de los tamaños de grano entre los minerales que componen una roca, de manera que pueden ser equigranulares, cuando todos los cristales tienen tamaños aproximadamente iguales (Fig. 13-2a); o bien inequigranulares (Fig. 13-2b y 2c) cuando los cristales tienen diferencias de tamaño mayores a un orden de magnitud (1:10).

La *morfología cristalina* aplica a la descripción de la forma de los cristales que componen las rocas ígneas, e incluye los siguientes criterios: (1) calidad o grado de desarrollo de las caras cristalinas, (2) hábito de los cristales, y (3) la integridad cristalina, es decir el grado de desarrollo de cristal como un todo. En el primer caso, la calidad de las caras cristalinas de los minerales permite definir cristales euhedrales, cuando todas sus caras cristalinas presentan un buen desarrollo; cristales subhedrales, cuando solo algunas caras de los cristales están bien desarrolladas; y cristales anhedrales cuando no se observa desarrollo de caras cristalinas en un mineral (Fig. 13-3).



Figura 13-2. Muestras de mano ilustrando distintos parámetros texturales. a) Granito holocristalino fanerítico equigranular de grano grueso (textura granuda). b) Tonalita holocristalina fanerítica inequigranular de grano medio a fino (textura porfiroide). c) Fenoandesita inequigranular con pasta afanítica y fenocristales faneríticos de grano grueso (textura porfírica), la cristalinidad de la pasta no se puede determinar a ojo desnudo. d) Riolita afanítica holohialina (textura vítrea).

El hábito es un concepto que hace referencia a la forma en tres dimensiones que tienen los cristales, que bien pueden ser equidimensionales o inequidimensionales. Los cristales equidimensionales (o ecuantos) tienen las tres dimensiones (alto, largo y ancho) de la misma longitud, y pueden ser a su vez clasificados en poliédricos (e.g. granate, pirita), anhédricos (e.g. cuarzo en rocas plutónicas). Por otra parte, los cristales inequidimensionales tienen sus tres dimensiones de distinta longitud, y pueden ser subdivididos en cristales con hábito tabular (e.g. feldespatos), laminar u hojoso (e.g. muscovita, biotita), prismático (e.g. piroxenos y anfíboles), acicular o fibroso (e.g. algunas apatitas en rocas volcánicas) y esqueletal.

La integridad cristalina es un concepto que aplica a aquellos cristales que pueden presentarse con “huecos” en su interior producto de un crecimiento incompleto (Fig. 13-3). Existen numerosos términos para hacer referencia a este aspecto: esqueletal, dendrítico, engolfado, celular, cribado, etc. De esta manera, los cristales completos poseen una elevada integridad cristalina, en tanto que los cristales con “huecos”, ya sean producto de un crecimiento incompleto o el resultado de reabsorciones, poseen una baja integridad cristalina.

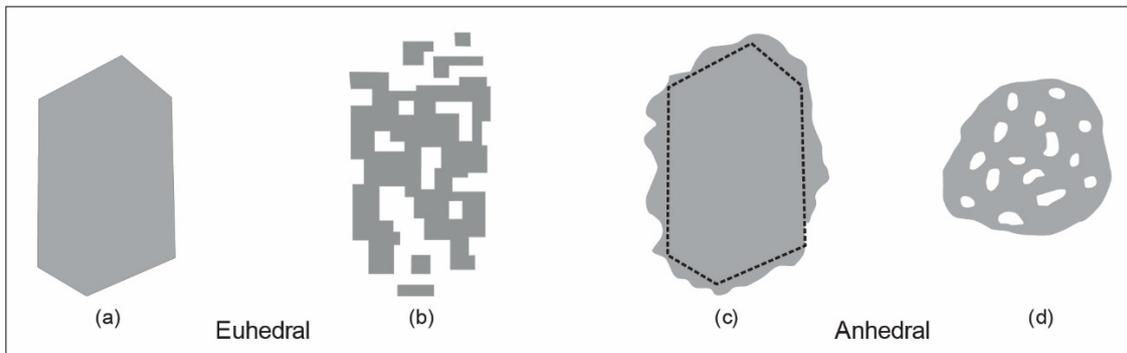


Figura 13-3. Esquema ilustrando las diferencias entre el grado de desarrollo y la integridad de los cristales.
a) Cristal euhedral con elevada integridad. b) Cristal euhedral con baja integridad. c) Cristal anhedral con elevada integridad. d) Cristal anhedral con baja integridad.

Texturas generales de las rocas ígneas

La combinación de diferentes patrones de cristales, y de estos con el vidrio volcánico y las cavidades, origina una gran variedad de texturas en las rocas ígneas. En esta sección trataremos solamente los aspectos descriptivos de las texturas más comunes de las rocas ígneas, incluyendo además solo aquellas observables a escala de muestra de mano. Para una revisión detallada del conjunto de las texturas ígneas se sugiere revisar los trabajos de González (2008), Vernon (2004) y Best y Christiansen, (2001).

Texturas de las Rocas Plutónicas

Probablemente la textura más común de las rocas plutónicas es la denominada textura granuda o granular, que está constituida por minerales fanocristalinos y equigranulares (Fig. 13-2a y 4a). Tiene tres variedades de acuerdo al grado de desarrollo de las caras cristalinas de los minerales presentes: (1) euhedral, con cristales de caras bien desarrolladas, (2) subhedral, con cristales parcialmente desarrollados y (3) anhedral, donde los cristales no exhiben caras crista-

linas desarrolladas. Los límites entre las tres variedades no son exactos, por lo que la aplicación de uno u otro nombre para adjetivar la textura granosa puede, en ocasiones, ser subjetivo.

La textura aplítica corresponde a una variedad de grano fino, transicional entre fanerocristalina y afanítica, de la textura granosa anhedral de los granitoides (Fig. 13-4b), por lo que esta denominación tiene una implicancia composicional. La textura sacaroide es petrográficamente análoga a la aplítica y es un término descriptivo (los cristales se asemejan a los granos de azúcar) que no tiene una implicancia composicional como la aplítica.

La textura porfiroide corresponde a una textura fanerítica e inequigranular, caracterizada por la presencia cristales mayores denominados “megacristales” que están rodeados por una base equigranular de cristales de menores dimensiones (Fig. 13-2b y 13-4c). Es una textura muy común en los granitoides, donde los megacristales son en general de feldespato alcalino y en algunos casos excepcionales pueden superar los 10 cm de largo. El término porfiroide es de uso generalizado en la Argentina, sin embargo los autores de habla inglesa prefieren utilizar el término porfírico para hacer referencia a esta textura.

La textura pegmatítica es una textura fanerítica, fuertemente inequigranular, caracterizada por megacristales de tamaño excepcionalmente grande, de hasta varios metros (Fig. 13-4d). La base en general presenta un tamaño de grano grueso a muy grueso y en general es de composición granítica.

Por último, si la roca plutónica presenta cavidades primarias, producto de la separación de la fase volátil, recibe el nombre de textura miarolítica y las cavidades en si misma se denominan miarolas. En general tienen geometrías irregulares y poligonadas, y es muy común que se encuentren parcial o totalmente rellenas con minerales tardíos, deutéricos y/o hidrotermales.



Figura 13-4. Texturas comunes de las rocas plutónicas. a) Textura granuda anhedral en un granitoide equigranular. b) Textura aplítica en un granitoide de grano fino. c) Textura porfiroide en granitoide inequigranular. d) Textura pegmatítica.

Texturas de las Rocas Volcánicas Lávicas

La textura más común de las rocas volcánicas lávicas es sin dudas la textura porfírica, en la cual podemos observar la presencia de cristales faneríticos, denominados “fenocristales”, que están rodeados por una pasta en general afanítica (Fig. 13-2c y 13-5a), compuesta por cristales de menor tamaño, vidrio volcánico o por una combinación de ambos. La textura vitrofírica es una variedad de la porfírica en la cual los fenocristales están rodeados por una pasta vítrea.

La textura seriada se caracteriza por una transición gradual y progresiva del tamaño de grano de los fenocristales, desde fanerocristalinos hasta afaníticos, lo que da como resultado una roca con una gran variedad del tamaño de sus fenocristales (Fig. 13-5b).

En el caso de que una roca volcánica no presente fenocristales, es decir que esté formada en su totalidad por una pasta afanítica, la textura recibe la denominación de afírica (Fig. 13-5c y d); mientras que, si la pasta está compuesta por vidrio volcánico, se denomina textura vítrea (Fig. 13-2d).

Por último, es muy común la presencia de cavidades en las rocas volcánicas, estas se denominan vesículas y la textura recibe el nombre de textura vesicular (Fig. 13-5d). En el caso de que las mismas se encuentren rellenas por minerales post-magmáticos (e.g. calcita, cuarzo, ceolitas, etc.) reciben el nombre de amígdalas.

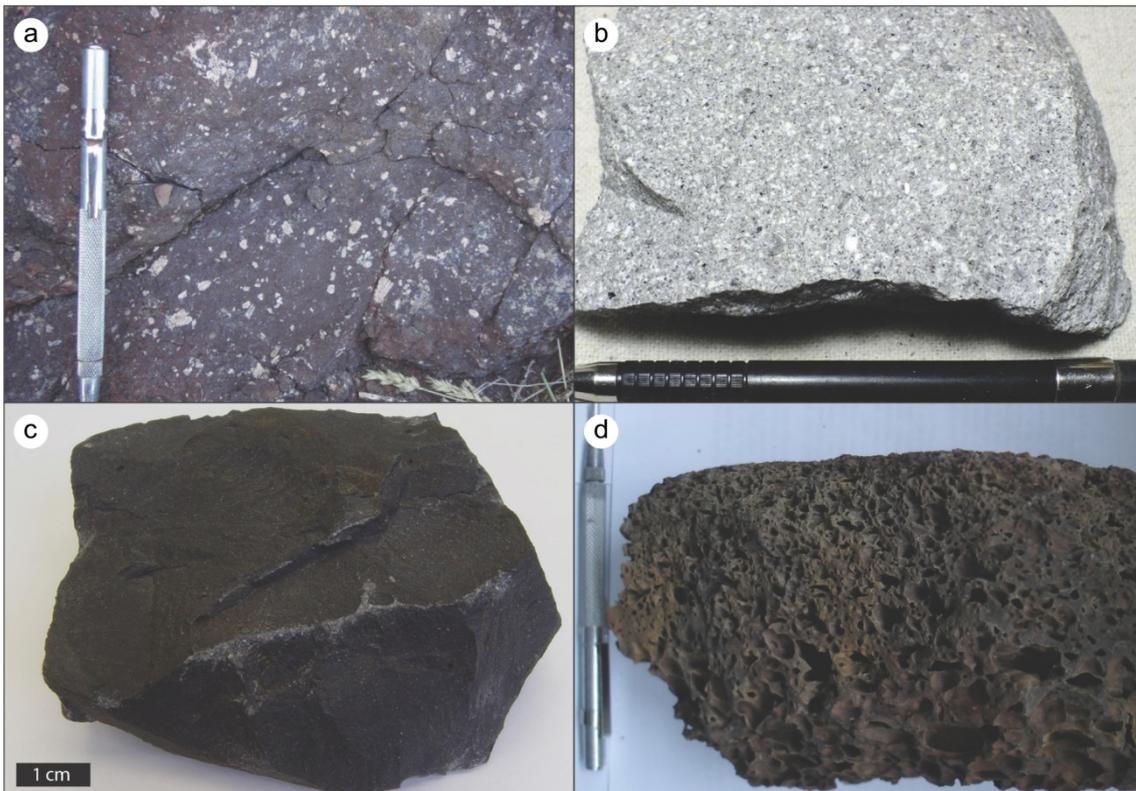


Figura 13-5. Texturas comunes de las rocas volcánicas lávicas. a) Textura porfírica en una andesita. b) Textura seriada en una dacita. c) Textura afírica en un basalto. d) Textura vesicular en un basalto afírico.

Texturas de las Rocas Volcánicas Piroclásticas

Al conjunto de las texturas típicas de las rocas ígneas clásticas se las denomina texturas fragmentales, haciendo referencia al hecho de que están constituidas en su mayoría por fragmentos de magma enfriados de manera más o menos súbita. Este grupo de texturas es típico de las rocas piroclásticas (e.g. ignimbritas y depósitos de caída, Fig. 13-6a, b y c), de algunas lavas (e.g. autobrechas, Fig. 13-6d), y otros depósitos clásticos primarios (e.g. hialoclastitas, brechas de diatrema, etc.).

Al tratarse de material clástico, se pueden reconocer dos grandes grupos de texturas en función de las proporciones relativas de clastos vs. matriz. Los depósitos con texturas clasto sostenidas, típicas de los depósitos piroclásticos de caída (Fig. 13-6a), donde no hay presencia de una matriz clástica, se observa una buena selección y los clastos se tocan entre sí; y los depósitos con texturas matriz sostenidas, típica de ignimbritas (Fig. 13-6a y b), donde la proporción de matriz es abundante y la selección es mala.

Por último, la textura eutaxítica está caracterizada por el desarrollo de una foliación planar dada por la presencia de fiammes que resultan del soldamiento y compactación de algunos depósitos piroclásticos (Fig. 12-6d). La palabra fiamme se aplica a las lentes vítreas (vitroclastos) con forma de "llamarada" que pueden reconocerse en los depósitos de las ignimbritas soldadas, y que se originaron por compactación de los fragmentos pumíceos originados durante la erupción.

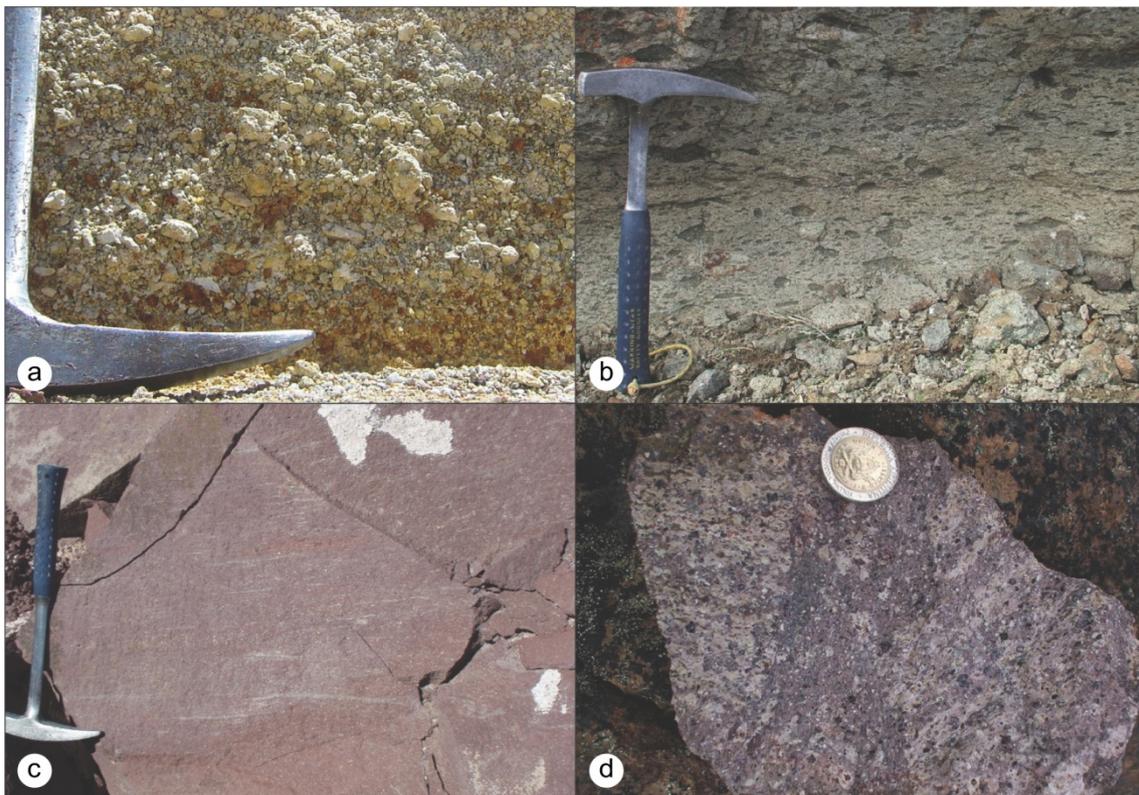


Figura 13-6. Texturas comunes de las rocas volcánicas piroclásticas. a) Textura clasto sostenida de un depósito de caída. b) Textura matriz sostenida en una Ignimbrita. c) Textura eutaxítica matriz sostenida en una ignimbrita, observar los fiammes grisáceos fuertemente aplastados y con aspecto de cintas. d) Textura fragmental matriz sostenida en un depósito de autobrechas riolíticas.

Clasificación de las rocas ígneas

Como resultado de la gran variedad composicional de rocas ígneas que existen en la naturaleza (e.g. rocas plutónicas, rocas volcánicas lávicas, rocas piroclásticas, lamprófiros, carbonatitas, kimberlitas, etc.), es virtualmente imposible la implementación de un único esquema de clasificación que además sea transversal a todos estos grupos de rocas. Es por esto que la IUGS (International Union of Geological Sciences) ha desarrollado un sistema de clasificación independiente para cada uno de estos grupos de rocas. En este apartado realizaremos una revisión rápida del sistema de clasificación de rocas ígneas más comunes en la naturaleza. Para una exhaustiva revisión de los sistemas de clasificación de todos los grupos de rocas ígneas, se recomienda revisar el trabajo de Le Maitre (2002).

Si bien existen varios sistemas de clasificación para las rocas ígneas (tanto mineralógicos como geoquímicos), la clasificación recomendada por la IUGS para los trabajos de campo se basa en la determinación de la moda mineralógica, es decir en las proporciones de cada especie mineral expresada como porcentaje en volumen (Le Maitre, 2002). Los minerales utilizados para la clasificación se presentan en cinco grupos. En el primer grupo (Q) se encuentran el cuarzo y los polimorfos de la sílice; en el segundo (A) se agrupan los feldespatos alcalinos, que comprenden ortosa, microclino, sanidina y plagioclasa albitica (desde An_{00} hasta An_{05}); en el tercer lugar (P) se agrupan todas las plagioclasas con composición mayor a An_{05} ; en el cuarto grupo (F) participan los feldespatoides; por ultimo (M) agrupa a los minerales máficos, incluyendo piroxenos, anfíboles, olivina, micas, granates, carbonatos primarios, melilitas, epidotos primarios, opacos y minerales accesorios.

Para determinar los porcentajes de cada especie mineral en el campo, es conveniente utilizar una serie de cartillas comparativas que representan los distintos porcentajes de abundancia (Fig. 13-7). Mediante la comparación visual, se determina el porcentaje de cada especie mineral presente en la roca, información que debe ser volcada en la libreta de campo junto con las texturas observadas, y que servirá de base para la clasificación de la roca y la subsecuente definición de las unidades de mapeo.

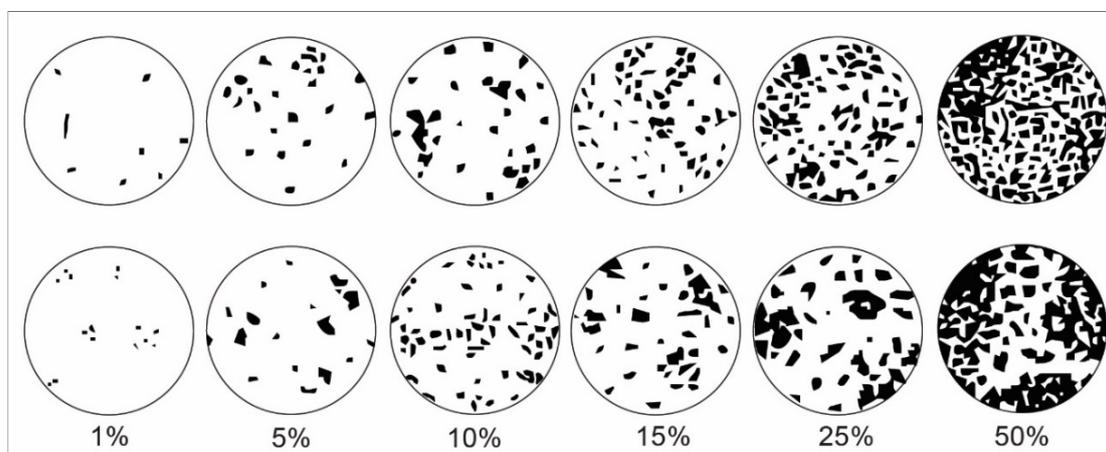


Figura 13-7. Ejemplo de una cartilla para la estimación visual de la abundancia relativa de los minerales en una roca.

El diagrama QAPF

La clasificación de las rocas con porcentajes menores al 90% de minerales máficos (M) se realiza mediante el uso del diagrama QAPF (Le Maitre, 2002), que consiste en dos triángulos equiláteros unidos por su base (Fig. 13-8). El diagrama QAPF se encuentra dividido en secciones, 8 para las rocas plutónicas y 7 para las rocas volcánicas, y dentro de estas secciones quedan definidos los campos pertenecientes a los diferentes tipos rocosos.

Antes de utilizar el diagrama QAPF se debe determinar si la roca es plutónica o volcánica para poder seleccionar el diagrama correspondiente (Fig. 13-8). Para esto recurrimos al uso de los parámetros texturales, las rocas plutónicas son siempre holocristalinas y faneríticas como resultado de su enfriamiento lento en el interior de la corteza terrestre; por otra parte, las rocas volcánicas siempre tienen pastas afaníticas o vítreas, y su cristalinidad puede ser holocristalina, hipocristalina o bien holohialinas como resultado las mayores tasas de enfriamiento producto a su emplazamiento sobre la superficie de la tierra.

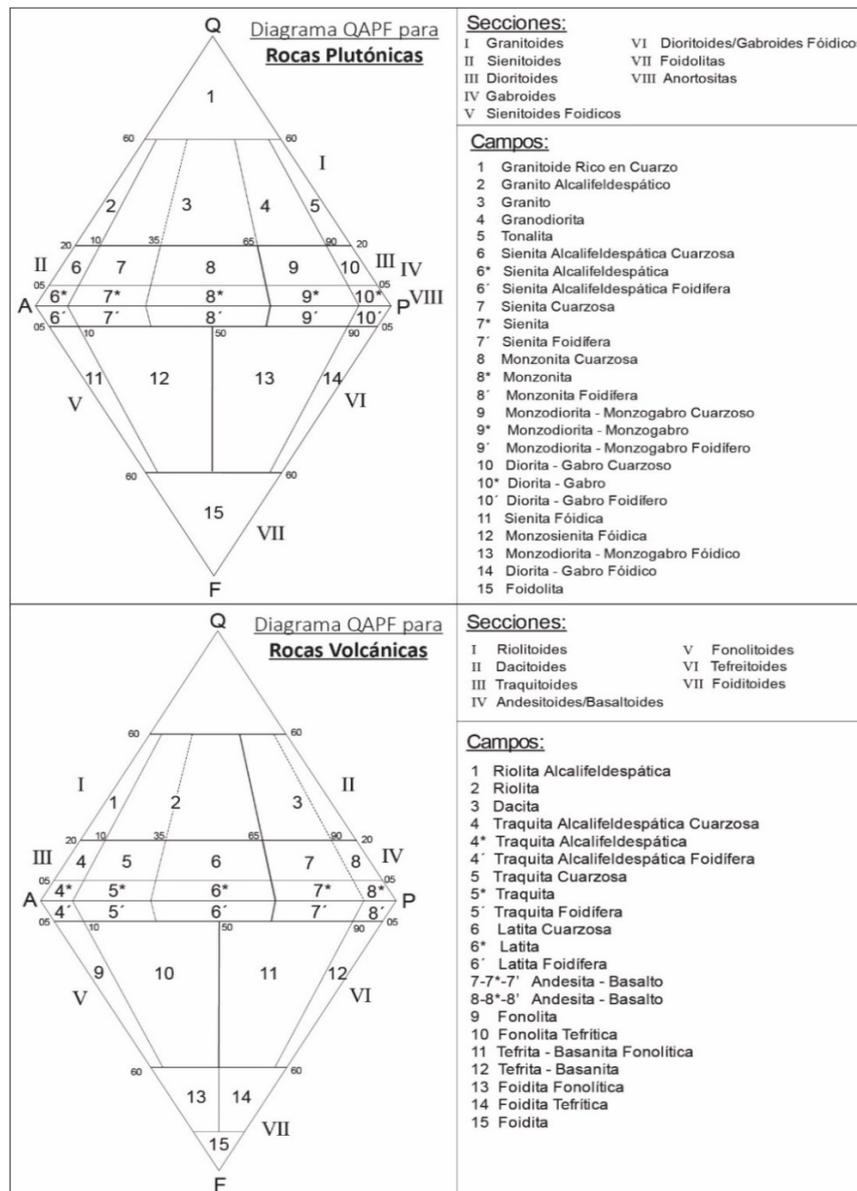


Figura 13-8. Diagramas de clasificación QAPF para rocas plutónicas y volcánicas (modificado de Le Maitre, 2002).

Una vez seleccionado el diagrama correcto se deben recalcular los contenidos modales de Q, A, P y F, de manera que la suma sea igual al 100 %. Esto debe ser realizado de manera independiente para cada triángulo, QAP o APF respectivamente, ya que el cuarzo (Q) y los feldespatoides (F) no pueden existir en equilibrio en una misma roca.

Las rocas volcánicas presentan problemas para su clasificación modal ya que muchas veces es imposible obtener una moda representativa debido al reducido tamaño de los cristales de las pastas finas (afaníticas) o vítreas. En este sentido, la clasificación de campo de una roca volcánica debe realizarse sobre la base de sus fenocristales. De esta manera para clasificar a una vulcanita en el campo se antepone el prefijo feno- más el nombre de la roca (P. ej.: fenoandesita, fenoriorita, etc.). Es por este motivo que la IUGS además recomienda la clasificación TAS (Total Alkali Silica), basada en análisis geoquímicos, para una clasificación precisa de las rocas volcánicas (Le Maitre, 2002).

En el caso de las rocas plutónicas, el QAPF resulta inadecuado para separar los distintos tipos de rocas ricas en plagioclasas y pobres en cuarzo, es por este motivo que las dioritas, los gabros y las anortositas ocupan todas el mismo campo dentro del diagrama (Fig. 13-8). Las dioritas y los gabros se diferencian por la composición de la plagioclasa, oligoclasa-andesina en las primeras y labradorita-bytownita para las segundas. Las anortositas quedan definidas como rocas con menos del 10% de minerales máficos. Además, existen diagramas triangulares específicos para subdividir aún más este grupo de rocas utilizando los minerales máficos (Fig. 13-9).

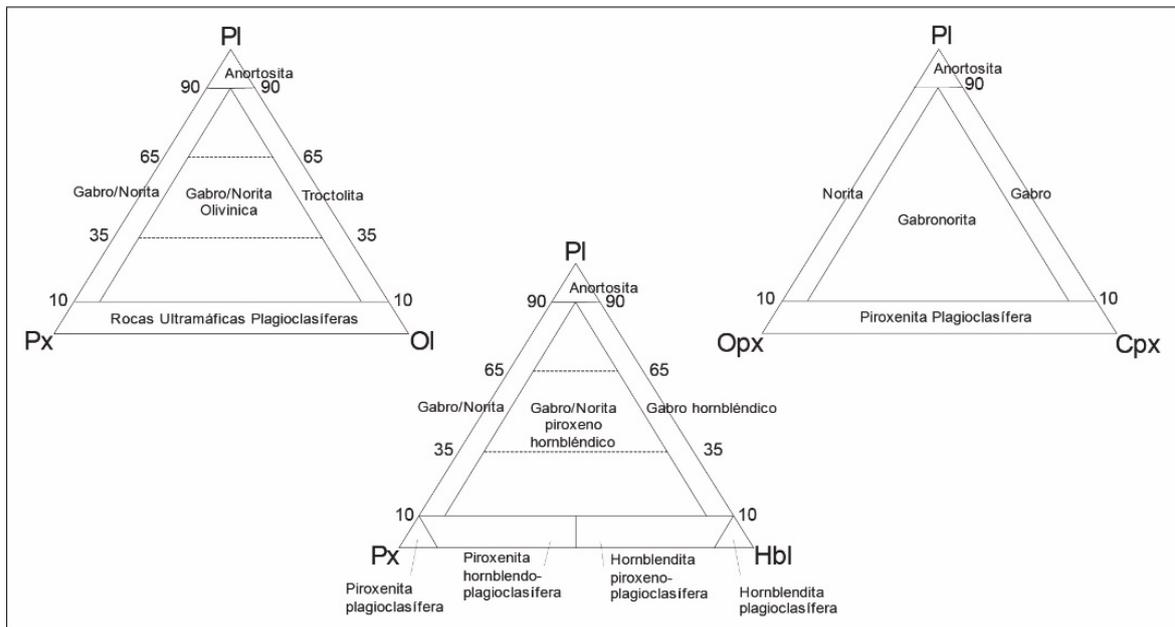


Figura 13-9. Diagramas complementarios para rocas gábroicas (modificado de Le Maitre, 2002).

Por último, en el caso de las rocas plutónicas ultramáficas, es decir con más del 90% de mafitos (M), el diagrama QAPF pierde sentido y se utilizan en cambio otros triángulos en cuyos vértices se encuentran la olivina, los piroxenos, etc. (Fig. 13-10).

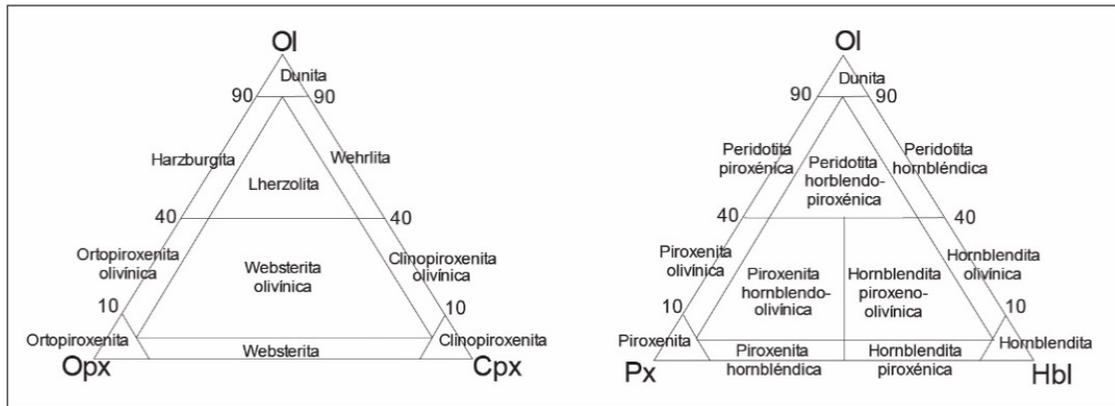


Figura 13-10. Diagramas de clasificación para rocas plutónicas ultramáficas (modificado de Le Maitre, 2002).

Índice de Color

El **índice de color** representa la suma de los porcentajes en volumen de los minerales oscuros (máficos) que componen la roca, con la excepción de la muscovita, la apatita, los carbonatos y otros accesorios considerados como minerales máficos “claros” (leucocráticos). El índice de color es una herramienta muy útil a la hora de definir y mapear distintas facies de rocas ígneas cristalinas al complementar a la clasificación QAPF. En líneas generales se distinguen cuatro categorías generales para el índice de color (Tabla 13-1).

Categoría	Porcentajes
Hololeucocrático	0-5%
Leucocrático	5-35%
Mesocrático	35-65%
Melanocrático	65-90%
Ultramáfico	90-100%

Tabla 13-1. Categorías generales del índice de color.

Además de estas divisiones generales, cada campo del diagrama QAPF utiliza los prefijos Leuco- y Mela- para denotar las variedades más félsicas y máficas de cada roca. Como resultado evidente, cada tipo rocoso posee sus propios límites para estas denominaciones ya que, por ejemplo, un leucogabro y un leucogranito no pueden tener los mismos límites ya que la primera de ellas es una roca que es naturalmente más oscura que la segunda.

Clasificación de las Rocas Ígneas Clásticas

Otra excepción a la clasificación QAPF la constituyen las rocas ígneas clásticas, ya que este sistema no contempla el material clástico con el que están constituidas este tipo de rocas. Es por esto que la clasificación de las mismas tiene que partir desde un enfoque granulométrico,

que además considere el grado de selección de las mismas y la composición de los clastos que las constituyen (Mc Phie *et al.*, 1993). El resultado es un esquema de tres pasos que lleva a la nomenclatura correcta de una roca ígnea clástica.

El primer paso corresponde a la determinación de la o las granulometrías que componen la roca, para esto se utiliza una escala granulométrica para determinar los tamaños y en función de ellos asignarles un nombre (Fig. 13-11a). Si la roca analizada se caracteriza por una buena selección, es decir está formada en su gran mayoría por un único tamaño de grano, directamente recibe el nombre de la figura 13-11a (e.g. Toba gruesa, Lapillita, etc.); en cambio, si la selección es mala y la roca está compuesta por varias granulometrías, los nombres pueden combinarse de acuerdo a su abundancia relativa (e.g. Toba lapillítica, lapillita aglomerádica, etc.).

Una vez determinado el nombre granulométrico de la roca, es necesario adjetivarlo con el uso de términos que consideren la naturaleza del material clástico que las compone. Para esto, en la mayoría de los casos se utiliza el diagrama de tres componentes VLC (Fig. 13-11b), donde (V) representa a los vitroclastos, incluyendo fragmentos pumíceos, trizas vítreas, hialoclastos, etc.; en el segundo grupo (L) incluye a los litoclastos; por último (C) agrupa a todos los cristaloclastos presentes en la roca. De esta manera una roca mal seleccionada con granulometría ceniza gruesa y más del 50% de fragmentos vítreos recibe el nombre de “Toba vitroclástica gruesa”.

Por último, y utilizando la mineralogía representada en los cristaloclastos, debemos adjetivar la roca utilizando el diagrama QAPF de rocas volcánicas (Fig. 13-8), de esta manera obtendremos un nombre descriptivo que nos habla de la granulometría, la selección, la composición de los clastos y de la mineralogía de la roca (e.g. Toba vitroclástica gruesa fenodacítica).

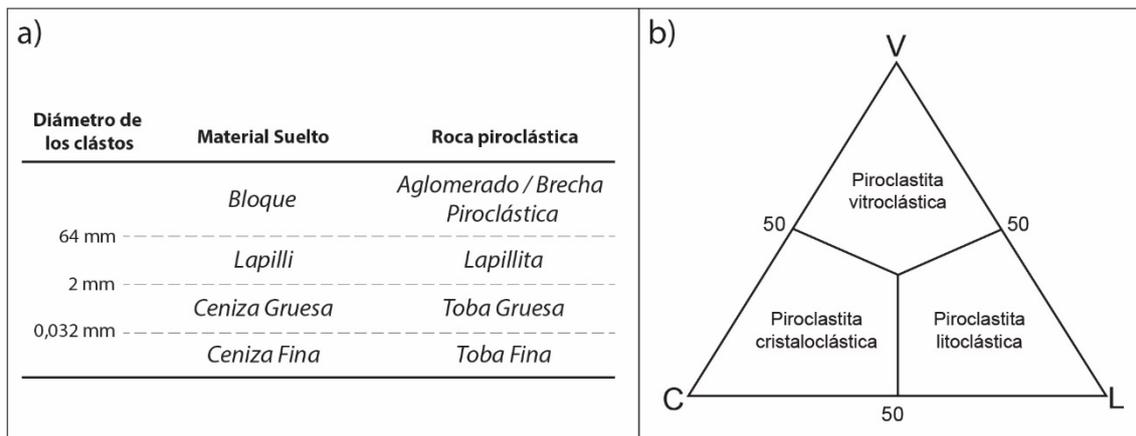


Figura 13-11. Diagramas para la clasificación de las rocas ígneas clásticas (Mc Phie *et al.*, 1993).

Resumiendo

Es por esto que para describir una roca es muy importante organizarse y partir de lo general a lo particular, describiendo desde las cosas más obvias hasta llegar finalmente a los detalles.

Es importante tomarse tiempo para recorrer bien los afloramientos y observarlos con el uso de una lupa para identificar todos sus componentes, su mineralogía y sus texturas, para luego registrar las observaciones en nuestra libreta de campo y definir una nueva unidad de mapeo.

A continuación se presenta una lista de pasos a seguir a la hora de realizar una buena descripción de campo de una roca ígnea con el fin de definir una unidad de mapeo:

1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA ROCA

- a. Color
- b. Parametros Texturales
 - i. Cristalinidad: Holocristalinas, hipocristalinas, holohialinas
 - ii. Granularidad: Tamaño relativo y absoluto de los minerales
 - Rocas equigranulares o iniquigranular
 - Fanerítica o afanítica
 - Tamaño absoluto de los minerales (extremadamente grueso >50 mm; muy grueso 30-50 mm; grueso 30-5 mm; mediano 5-1 mm; fino <1 mm)

2. TEXTURA DE LA ROCA

- Relaciones mutuas entre los componentes (cristales, vidrio, cavidades y/o clastos)
- Definir los diferentes arreglos texturales presentes en la roca en orden de importancia (ejemplo: Roca con textura porfírica, pasta pilotáxica y fenocristales de feldespato manteado con textura rapakivi. Además se observan microfeno-cristales de piroxeno con lamelas de opacos).

3. MINERALOGIA

- Minerales esenciales
- Minerales accesorios
- Minerales de alteración
- Minerales accidentales
- De cada especie mineral determinar: Color, tamaño, hábito, forma, ocurrencia (ejemplo: fenocristal), abundancia, orientación, alteración, etc.

4. ESTRUCTURAS Y MICROESTRUCTURAS

- Describir en orden de escala e importancia las diferentes estructuras reconocidas a nivel de afloramiento y/o muestra de mano (Ejemplo: Cuerpo de Lava con disyunción columnar que corta a una laminación caracterizada por la orientación subparalela de vesículas y amígdalas).

5. RELACIONES DE CAMPO

- Tipo y geometría de los contactos primarios, relaciones estratigráficas, extensión, presencia de aureolas metamórficas, contactos tectónicos, etc.

6. CLASIFICACION PRELIMINAR

Referencias

- Best, M.G. y Christiansen, E. H. (2001). *Igneous Petrology*. Oxford: Blackwell Science. 458 pp.
- González, P.D. (2008). *Textura de los cuerpos ígneos*. En Geología de los Cuerpos Ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 29. Tucumán: Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 171-197.
- Le Maitre, R. (2002). *Igneous Rocks: A classification and Glossary of Terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press.
- Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R. (1993). *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. 198 p. Hobart, Tasmania: Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.
- Motoki, A. y Sichel, S. (2006). Avaliação de aspectos texturais e estruturais de corpos vulcânicos e subvulcânicos e sua relação com o ambiente de cristalização, com base em exemplos do Brasil, Argentina e Chile. *Rem: Rev. Esc. Minas* 59 (1): 13-23.
- Vernon, R.H. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. 303p. Cambridge: Cambridge University Press.

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.

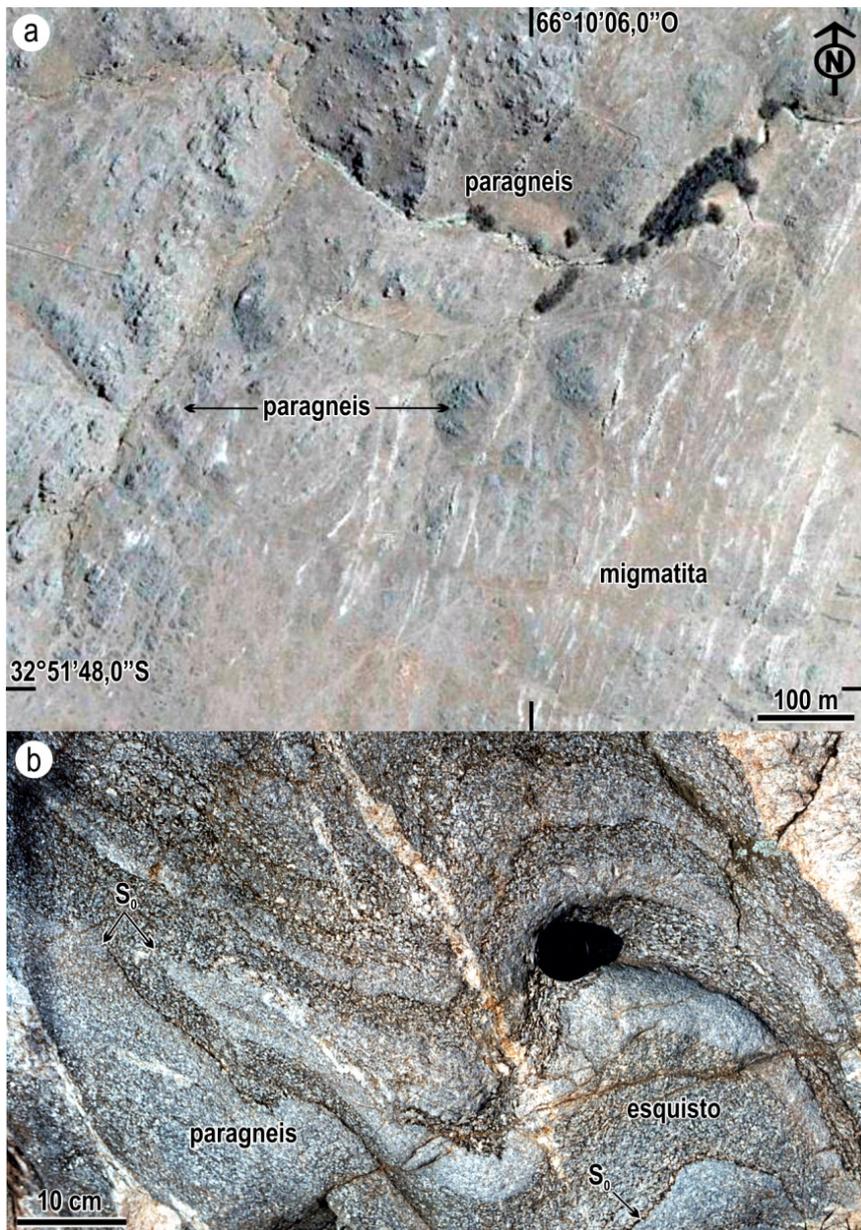


Figura 14-1. Complejo Metamórfico Nogolí, sector occidental de las Sierras Pampeanas de San Luis. **a.** Imagen satelital que exhibe un contacto transicional entre paragneis y migmatita de la Unidad Pampa de Gasparillo. En la migmatita se destaca el leucosoma granítico emplazado en forma de diques. **b.**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

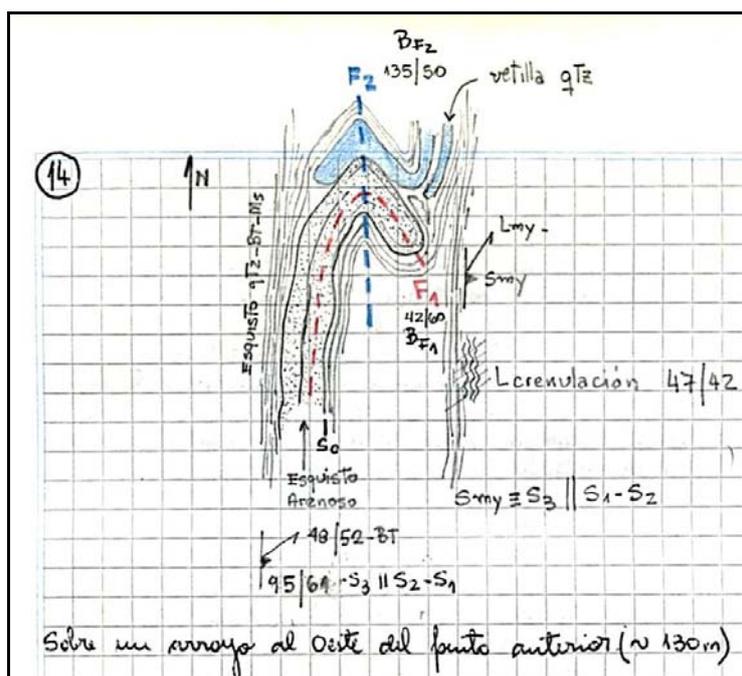


Figura 14-2. Dibujo de detalle en la libreta de campo de la fábrica (esquistosidad y lineación) y minerales de un esquistos de la Unidad Tambillito (Mesoproterozoico), Sierra de Umango, La Rioja. El dibujo tiene referencias y flecha que indica el Norte geográfico, pero carece de una barra de escala. 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.

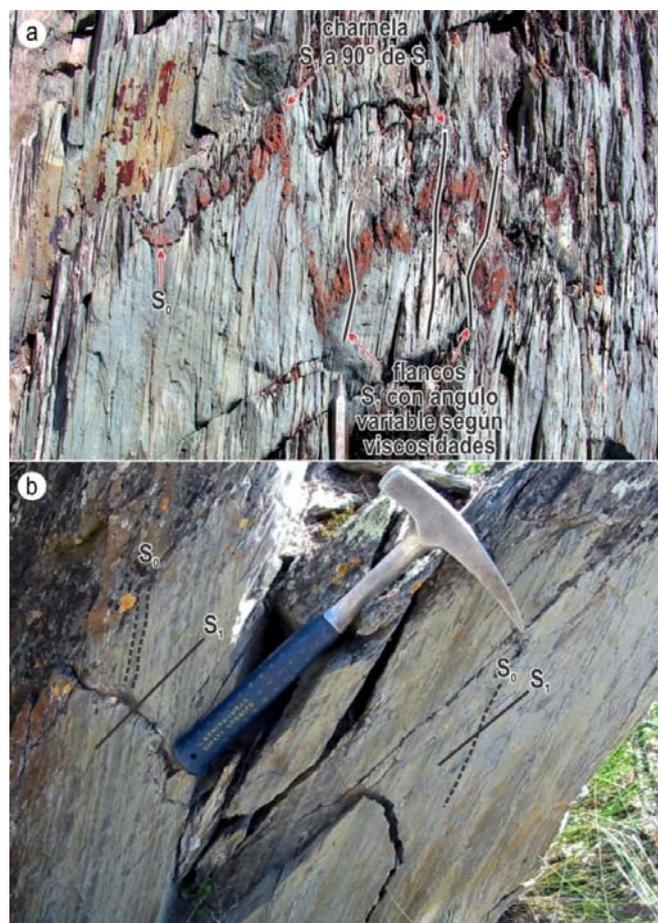


Figura 14.3. Relación geométrica entre S_0 y S_1 en rocas metamórficas de bajo grado, plegadas. a. Filita verde con una intercalación tabular de meta-grauvaca castaño rojiza de la Formación El Jagüelito en la Herradura del Arroyo Salado (Sierra Grande), Macizo Norpatagónico, Río Negro. Está preservado 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 esquistó biotítico granatífero del Complejo Calamuchita, Sierras Pampeanas de Córdoba. Está preservado el bandeamiento composicional S_0 y la esquistosidad S_1 en el esquistó incompetente es oblicua y de bajo ángulo respecto al S_0 . L = leucosomas de anatexis.

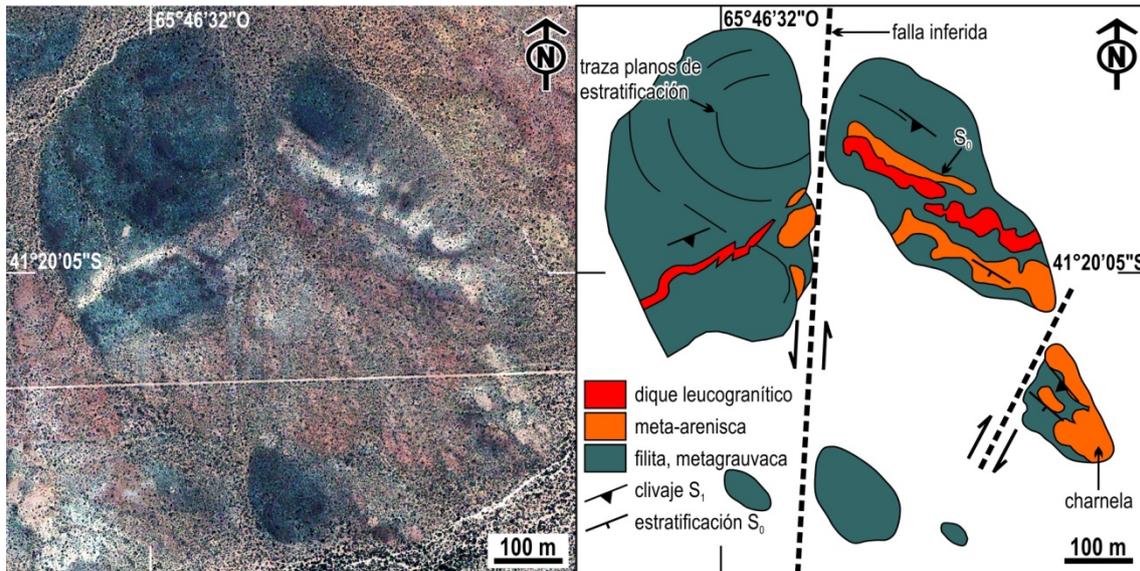


Figura 14-5. Imagen satelital de la Formación El Jagüelito en los alrededores de tapera Dragón, bloque Peñas Blancas, Macizo Norpatagónico, Río Negro. La imagen satelital y el mapeo en gabinete no revelan si el pliegue es sinclinal o anticlinal. La estructura interna se comprobará en el campo, con el 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.

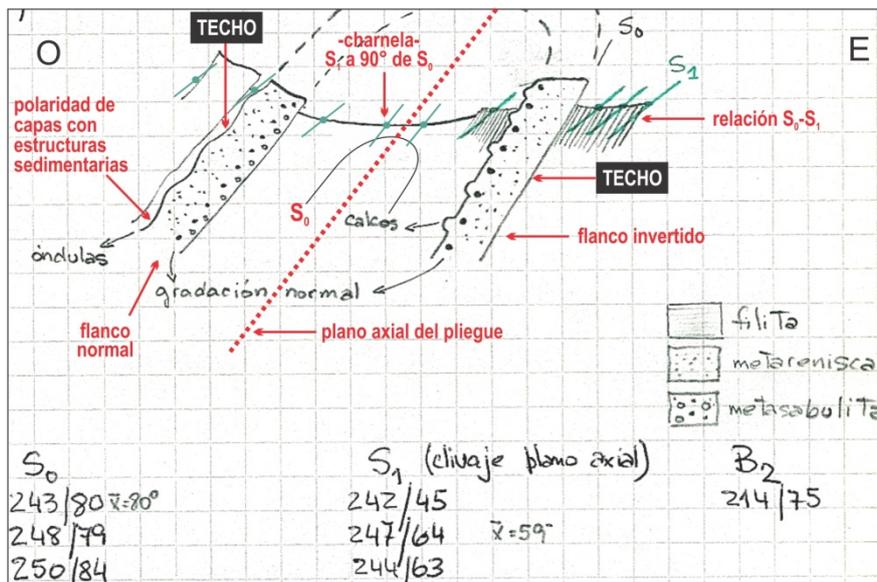


Figura 14-6. Dibujo en la libreta de campo de la relación estructural entre S_0 y S_1 en un pliegue volcado y anotación de los datos de rumbo e inclinación. La polaridad del banco psamítico se identificó con las estructuras sedimentarias y fue útil para identificar al pliegue como anticlinal.

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.

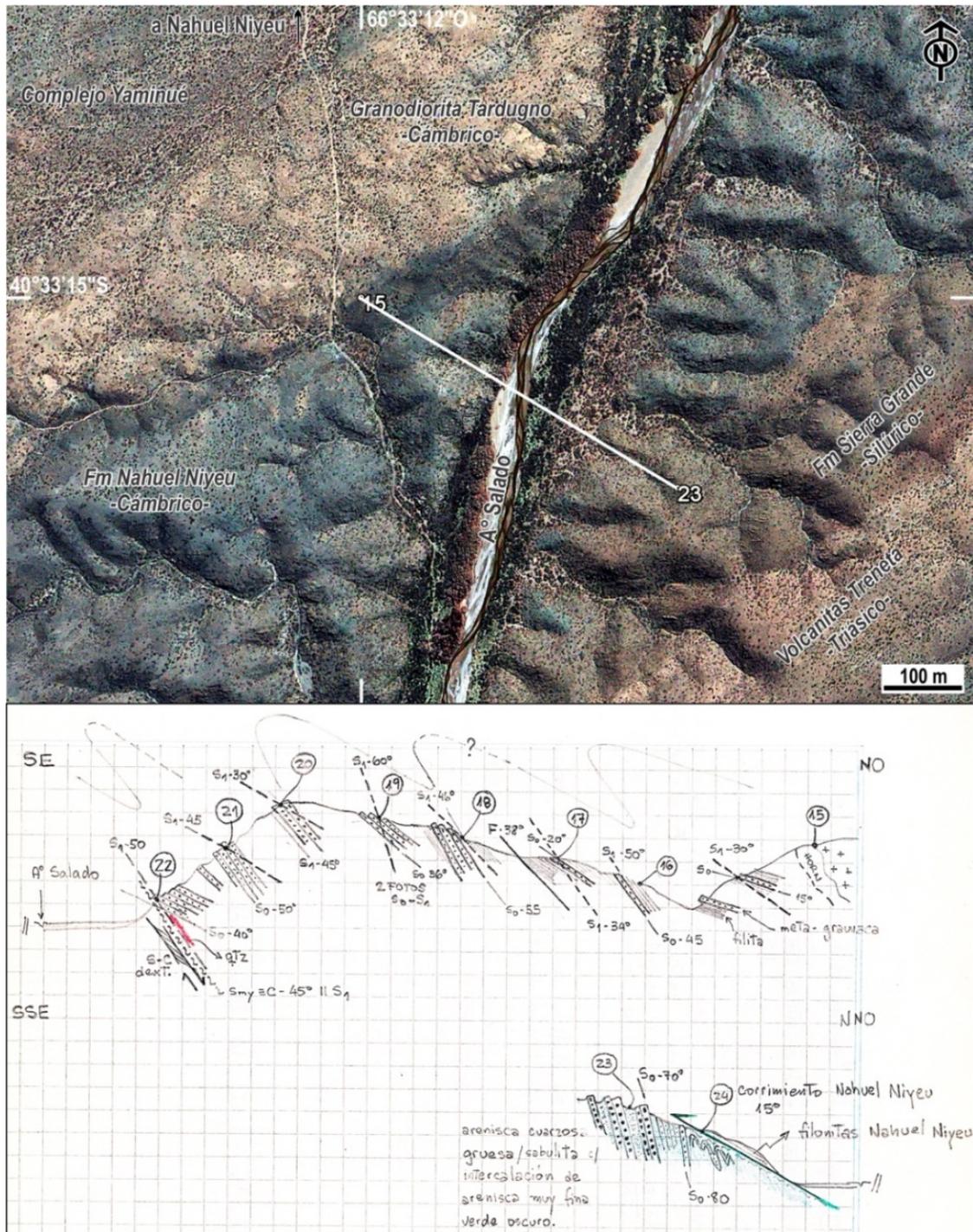


Figura 14-7. a. Imagen satelital de la Formación Nahuel Niyeu al sur del caserío homónimo, Macizo Norpatagónico, Río Negro. Exhibe la ubicación de la traza del corte geológico de rumbo NO-SE entre las estaciones de mapeo número 15 y 23. b. Dibujo de la libreta de campo del corte geológico NO-SE. Los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

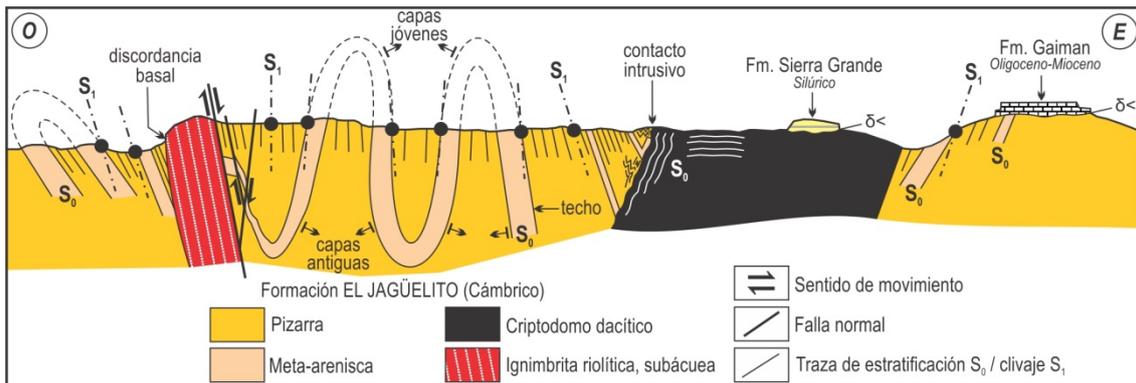


Figura 14.8. Sucesión alternante de protolitos sedimentarios e ígneos de la Formación El Jagüelito en el arroyo Salado, Macizo Norpatagónico, Río Negro. El banco guía de meta-arenisca tiene marcas de base (flutes y calcos de carga) y estratificación entrecruzada en artesas en el techo, como indicadores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

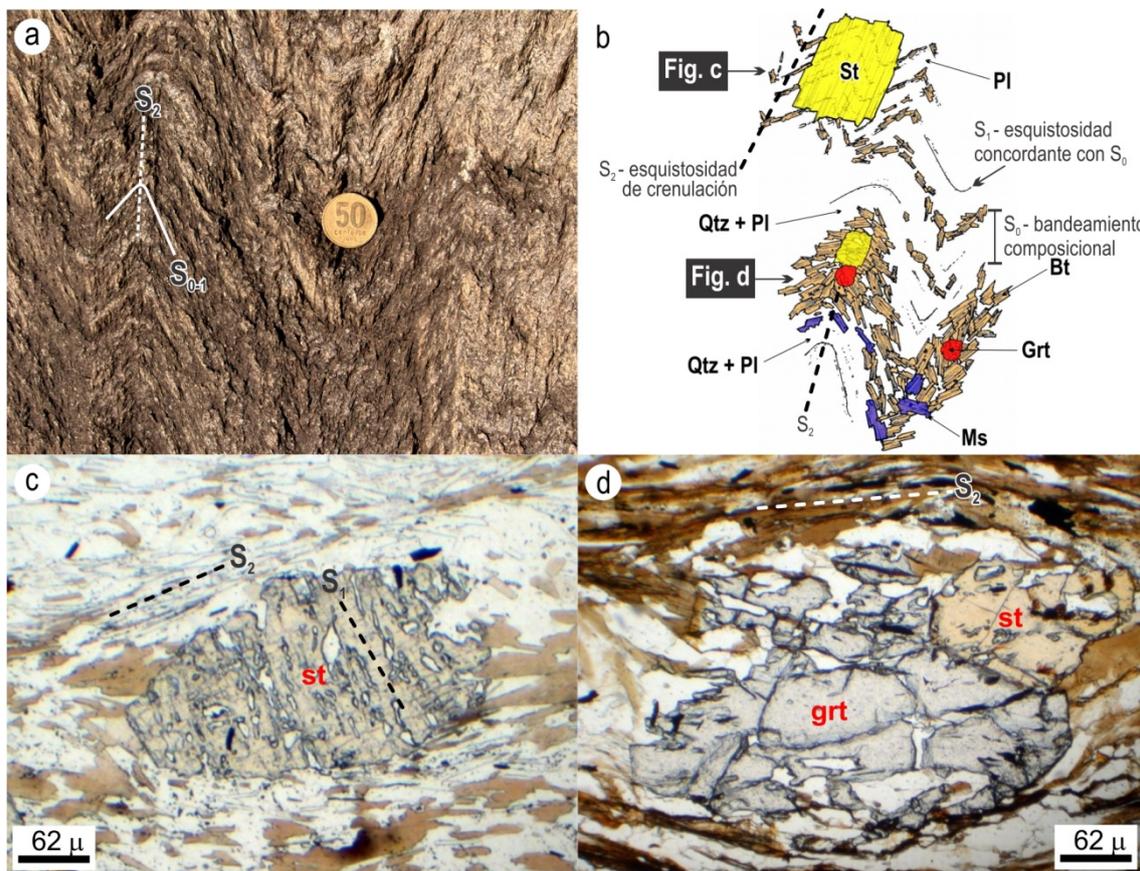


Figura 14-9. Unidad La Cumbre, Complejo Metamórfico Nogolí, sector occidental de las Sierras Pampeanas de San Luis. a. Foto en el afloramiento de un esquistos de alto grado, con una esquistosidad de crenulación S_2 que pliega a una previa S_1 (y a S_0). Diámetro de la moneda: 24 mm. b. Dibujo de la fábrica del esquistos y detalle de los minerales que forman el bandeamiento composicional S_0 y las esquistosidades S_1 y S_2 . Granate y estaurilita 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 estaurilita (c) y de estaurilita 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).

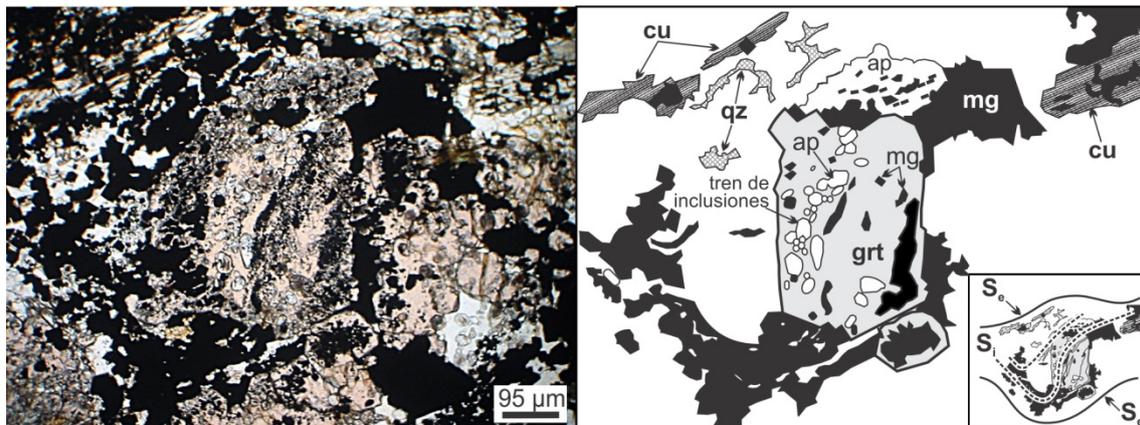


Figura 14-10. Fotomicrografía de un porfiroblasto inter-tectónico de granate de un hierro bandeado metamorfozado, Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas de San Luis. Contiene en su interior un tren de inclusiones complejas de cuarzo (qtz), apatita (ap) y magnetita (mg), que forman parte de la 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 relictica 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 megaescala (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.

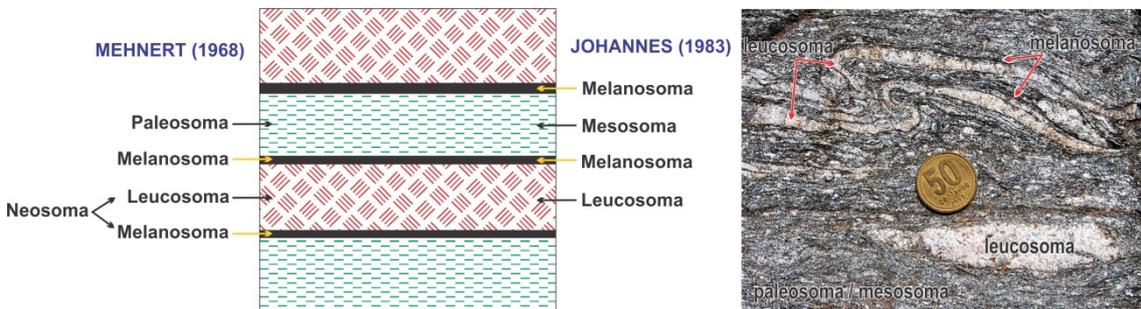


Figura 14-11. Partes de una migmatita. a. Se comparan los esquemas de Mehnert (1968) y Johannes (1983) que están compendiados en Sawyer (2008). b. Muestra de mano de una migmatita de la Unidad Tambillo, Sierras Pampeanas Occidentales de Umango (La Rioja). Diámetro de la moneda: 24 mm.

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.

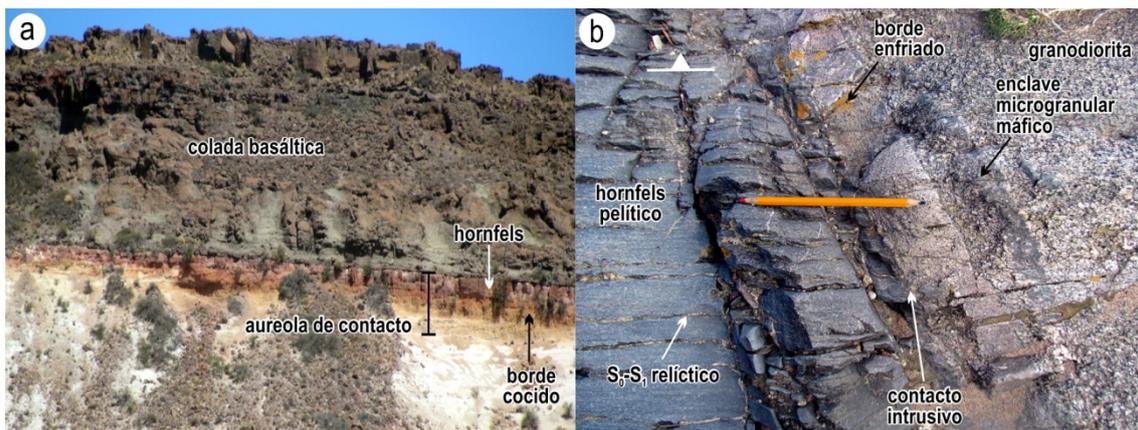


Figura 14-13. Metamorfismo de contacto con alto contraste térmico entre el cuerpo ígneo y la caja. A. Colada de basalto olivínico de la Formación Coyocho (Plioceno) imprime metamorfismo térmico en un sustrato pelítico de la Formación Río Negro (Mioceno), Ruta Nacional N° 237, Piedra del Águila (Río Negro). 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).

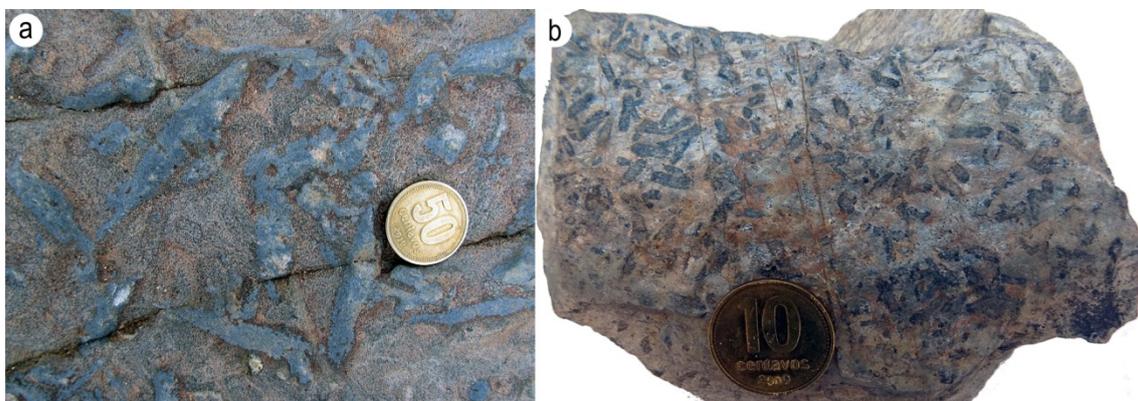


Figura 14-14. Muestras de mano de rocas de metamorfismo de contacto, Formación Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico (Valcheta, Río Negro). a) Hornfels con porfiroblastos decusados de andalucita y una matriz granoblástica gruesa. El protolito es una pelita de la Formación Piedra Santa, arroyo Catán Lil, 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).

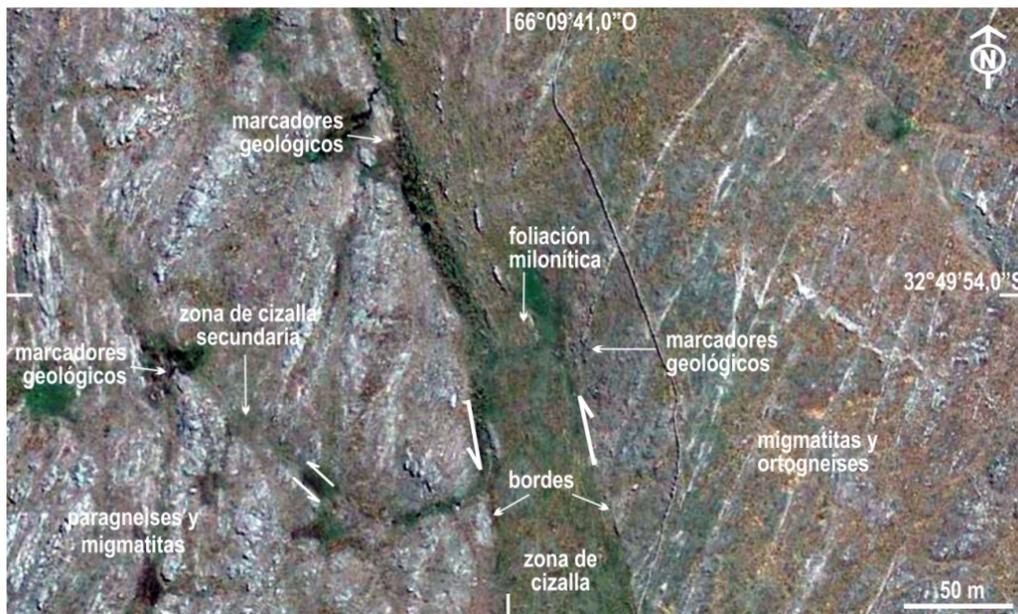


Figura 14-15. Imagen satelital de la zona de cizalla dúctil Gasparillo. La cizalla desplace con carácter sinistral bloques de rocas de alto grado del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas, San Luis.

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.

CAPÍTULO 15

Mapas, secciones geológicas e informe

Horacio Echeveste

El mapa de campo (mapa borrador)

El mapa geológico se realiza en el campo. Como se vio en capítulos anteriores, si no hay mapa base topográfico, este se levanta simultáneamente con la geología. Independientemente de la escala de trabajo, el mapa base usado más frecuentemente en geología es una imagen satelital. En mapas de escala 1:20.000 o más grande, aparte de las características fisiográficas del terreno, lo más práctico es emplear una imagen satelital de alta resolución espacial (disponibles de manera gratuita a partir del software Google Earth por ejemplo) a la que se le puede incorporar un modelo de elevación digital (por ejemplo el modelo ASTER de la NASA de 30 m de resolución, también gratuito). En mapas de escala chica, 1:50.000 o menos, la imagen Lansat TM, también disponible de manera gratuita a través de la web más un modelo de elevación digital, es un excelente mapa base.

En el caso de trabajar sobre papel, la imagen, georeferenciada con curvas de nivel con una equidistancia apropiada y con una grilla de coordenadas planas, debe ser impresa a la escala elegida de mapeo. Es muy probable que el tamaño de este mapa sea tan grande que no resulte cómodo para trabajar en el campo. Resulta muy dificultoso llevar un mapa base enrollado o doblado al campo. Un mapa enrollado significa llevar un incómodo tubo porta-mapa, sacar el mapa, desenrollarlo y apoyarlo sobre una superficie plana cada vez que debamos agregar un nuevo dato (en un día de viento intenso es casi segura la rotura del mapa base), resulta una operación por demás incómoda. Por otra parte desplegar y plegar un mapa repetidamente tampoco es un método adecuado, esta lo operación dañara irremediabilmente en poco tiempo. Lo más práctico para trabajar en el campo es dividir el mapa base en tantas hojas de tamaño A4 como sea necesario, de manera de hacer impresiones con un solapamiento en hojas contiguas de un 5 o 10 %. En cada hoja constará el título del mapa, la flecha del norte de cuadrícula, fecha, autor y la escala. Un croquis en una esquina de la impresión de la posición de ese sector en el mapa general, ayudará a una rápida identificación de la zona (Fig. 15-1).

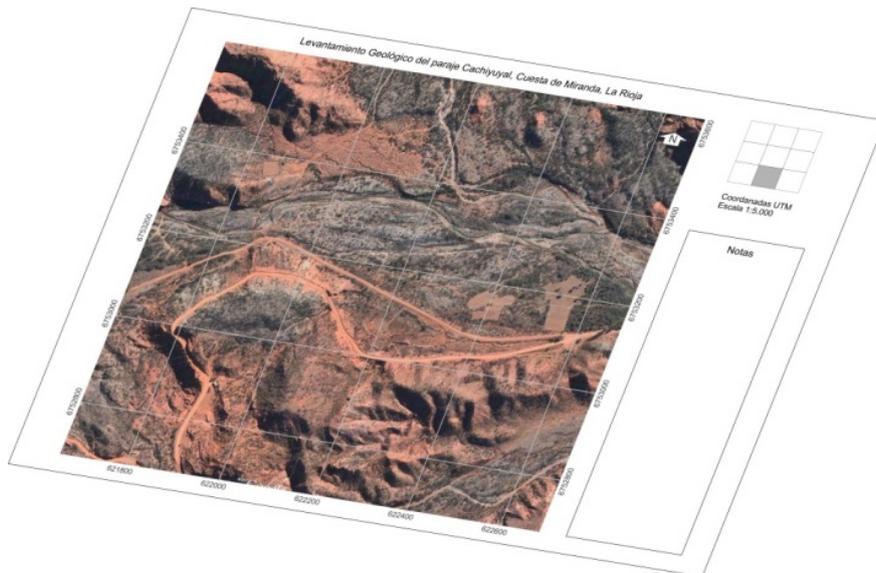


Figura 15-1. Porción de mapa base constituido por una imagen de alta resolución espacial impresa en una hoja A4 con su ubicación relativa respecto al área de mapeo (arriba a la izquierda) y un espacio destinado a notas.

El conjunto de mapas parciales debe guardarse en una carpeta porta-mapas que posea una contratapa rígida, para que se pueda dibujar y escribir sobre el mapa base apoyado sobre ella. Uno o más broches aprieta papel y bandas elásticas ayudarán a que el mapa permanezca inmóvil aún en días de viento. La carpeta debe tener una tapa que proteja los mapas de la humedad, lluvia, polvo o la transpiración de la mano (es importante llevar el mapa base en la mano para poder chequear la posición a medida que se progresa en el recorrido programado). Debe ser transparente, de celuloide o acrílico, para que no haya necesidad de abrirla cuando deseamos, por ejemplo, ubicar nuestra posición en la imagen (Fig. 15-2). Otra posibilidad de almacenar los mapas base es anillarlos como un cuaderno.



Figura 15-2. Carpeta portamapa con cubierta transparente para poder ver el mapa base sin necesidad de abrirla

Algunos geólogos dibujan el mapa directamente sobre la imagen, aunque esta metodología dificulta la posibilidad de corregir el dibujo, ya que al borrar se perderá parte del color de la impresión, borradas sucesivas arruinarán definitivamente el mapa base. La manera de superar este problema es, al igual que el trabajo sobre fotografías aéreas (Capítulo 8) colocar sobre la imagen un papel transparente, acetato o Mylar, con la superficie brillante sobre el mapa y dibujar sobre la superficie mate. El acetato o Mylar debe fijarse sobre el mapa base con cinta adhesiva solo en la arista superior de este, de manera que se pueda plegar por detrás para ver la imagen sin dificultad. Es conveniente calcar sobre el papel transparente la grilla de coordenadas del mapa base para asegurar la correcta coincidencia entre ambos, al momento de volcar la información. La superficie mate del acetato permite dibujar adecuadamente con lápiz. Otra posibilidad es plastificar las imágenes y dibujar con fibras indelebles de trazo fino, aunque presenta el inconveniente de tener que usar alcohol para poder borrar. Lo más apropiado es usar lápiz para el mapeo, con punta no muy blanda ni muy dura, HB, F o H son los más adecuados.

Como se indicó en los Capítulos 9 y 10, si se trabaja sobre fotografías aéreas o imágenes satelitales, gran parte del trabajo de mapeo comienza en el gabinete, antes de llegar al campo. La red de drenaje y muchos contactos entre unidades litológicas se reconocerán y trazaran ajustadamente sobre el mapa base durante la interpretación de la foto o imagen, por lo tanto, en la mayoría de los casos, el mapa geológico estará parcialmente dibujado en el momento de llegar al campo.

Aunque pueda resultar más lento es aconsejable mapear caminando, aún en aquellas regiones donde la topografía permite desplazarse en vehículo, caminando se ve mucho más. En zonas de topografía escarpada, lo más probable es que nos desplazemos a la zona de trabajo en camioneta y la dejemos para todo un día de recorrida a pie, antes de abandonarla tomar las coordenadas con el GPS y guardarlas en la memoria o anotarlas en la libreta, el *go to* nos ayudará a encontrarla a nuestro regreso, sobre todo si no tomamos la precaución de dejarla en una loma y quedó en una quebrada.

Volcando datos sobre el mapa base

La ubicación sobre el mapa base de los atributos geológicos levantados en mapeos a escala 1:20.000 o más grande (si éste es una foto aérea o imagen de alta resolución espacial), podrá hacerse en muchas ocasiones, sin necesidad de usar ningún instrumento ni sistema de ubicación espacial (GPS o brújula). Estas imágenes suelen presentar el suficiente grado de detalle como para identificar sobre ellas la posición donde estamos haciendo un simple reconocimiento visual de los rasgos fisiográficos que nos rodean (bloques de rocas, matas de arbustos, curvas de lechos de causes, etc.). Una manera de estar siempre ubicados sobre la imagen es hacer un control continuo del itinerario que se recorre. Un geólogo en el campo debe ser capaz de localizarse en la posición correcta sobre el mapa base con una precisión de 1 mm, cualquiera sea la escala del mapa (Barnes y Lisle, 2003). En el caso de que no se

pueda reconocer con precisión el lugar donde nos encontramos se recurrirán al GPS o haciendo resección con la brújula.

Determinadas las coordenadas de la posición donde hicimos la observación con el GPS, transferimos ese punto al mapa base con el apoyo de la grilla impresa sobre él, usando un escalímetro. Una plantilla de acrílico transparente (hecha en casa) con líneas verticales y horizontales trazadas según la escala de trabajo con una equidistancia apropiada, y con un orificio en 0 horizontal y 0 vertical que permita pasar la punta de un lápiz 0,5 mm, facilita esta operación. (Fig. 15-3)

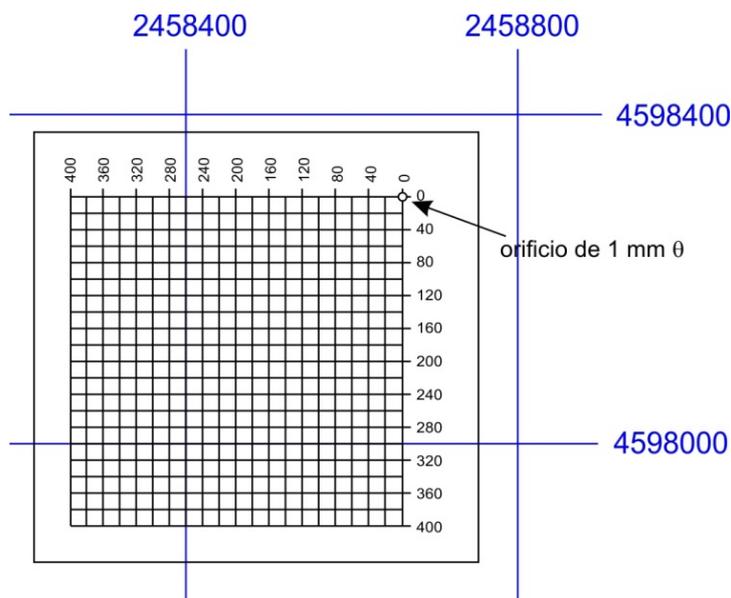


Figura 15-3. Plantilla de acrílico grabada con una escala 1:10.000 apoyada sobre el mapa base con sistema de coordenadas planas (en azul). La plantilla se encuentra lista para volcar un punto de coordenadas E: 2458660 y N: 4598300.

A falta de GPS, la brújula Brunton, además de los usos descritos en los Capítulos 6 y 10 ayudará a determinar nuestra posición sobre el mapa base mediante la técnica de resección. Por ejemplo, si nos encontramos en un camino, sendero, cercado o vaguada, es decir un rasgo lineal representado en el mapa topográfico o reconocido en la imagen, medimos cuidadosamente el acimut a un punto del terreno que figure en el mapa (un molino, la esquina de una construcción, un cerro aislado, la chimenea de una fábrica) o pueda ser identificado en la imagen, y una vez dibujada esa línea en el mapa, por resección quedará definido el lugar donde nos encontramos en la intersección del rasgo lineal y el acimut dibujado (Fig. 15-4). El ángulo entre el rasgo lineal y la visual al punto no debería ser menor a 30°, ya que la resección con un ángulo pequeño aumentará el error en la ubicación del punto. La resección a un segundo punto nos permitirá conocer el grado de precisión de nuestra ubicación. Si el rasgo lineal (el camino en el ejemplo de la figura 15-4) y los dos acimuts se cortan en un punto, nuestra ubicación es precisa.

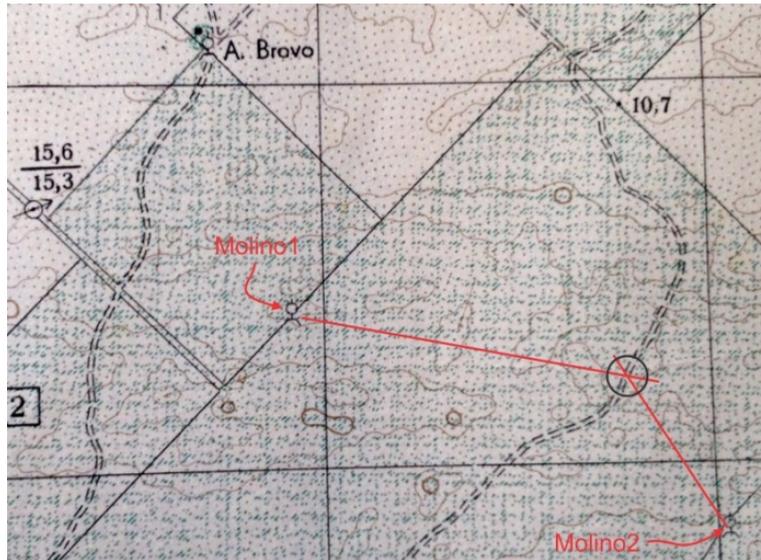


Figura 15-4. Desde el camino donde nos encontramos medimos el acimut al Molino 1. La intersección de esta dirección dibujada en el mapa con el camino (resección) define nuestra ubicación. La resección a un segundo punto permitirá comprobar la calidad de nuestra ubicación.

Si nos encontramos en un lugar desconocido del mapa, la resección a dos puntos del terreno que figuren en el mapa como el caso anterior, indicará nuestra posición en la intersección de ambos (Fig. 15-5). La medida del acimut a un tercer punto permitirá nuevamente comprobar el grado de precisión en la ubicación del punto. Si las tres líneas se cortan en un punto, ese es el lugar donde estamos. Es posible que las tres líneas no se corten en un punto, sino que formen lo que se conoce como un triángulo de error. Una segunda determinación más cuidadosa de los acimuts medidos, permitirá achicar el triángulo de error o en su defecto la medida a un cuarto punto (Fig. 15-5).

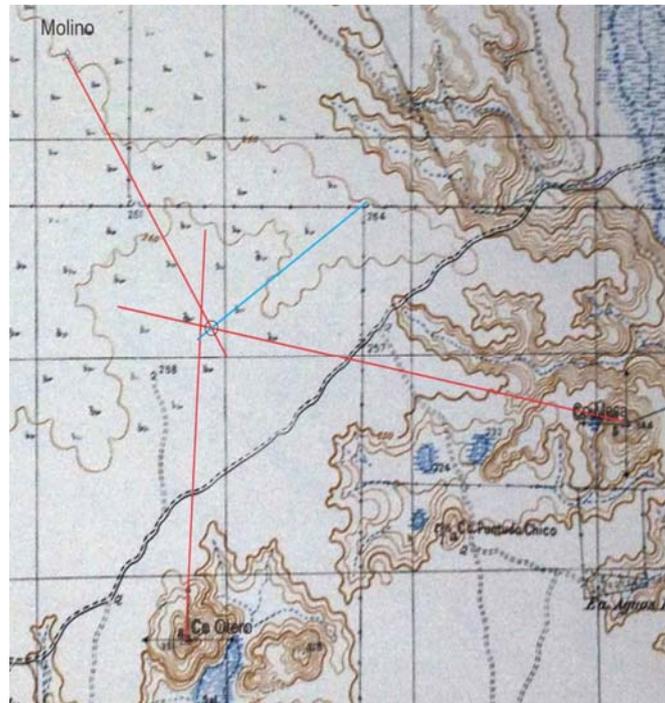


Figura 15-5. Las resecciones al molino y al Cerro Mesa se cortan en un punto. Cuando trazamos en el mapa el acimut medido al Cerro Otero, se produce un triángulo de error. La incertidumbre en la posición donde nos encontramos queda resulto al trazar un cuarto acimut que se corta con los dos primeros en un punto (línea celeste).

Es oportuno recordar aquí que con la brújula también podremos orientar el mapa base en el campo, conociendo la desviación magnética del lugar. Si la brújula está corregida por la desviación magnética, se coloca uno de sus bordes paralelo a su línea sagital, coincidente con el norte de cuadrícula del mapa base (Fig. 15-6) y se lo gira junto a la brújula hasta que la punta N de la aguja marque acimut 0° , en este momento el mapa o imagen está orientado. Si la brújula no está corregida, para que el mapa esté orientado, la punta norte de la aguja debe marcar el valor de la desviación magnética en el limbo. En brújulas con limbo graduado en cuadrantes, esta operación es directa ya que si la desviación es negativa se girará el mapa en sentido de las agujas del reloj hasta que la punta de la aguja marque el valor de la desviación en el limbo o, si la desviación es positiva, se procede de la misma manera pero girando la hoja en sentido contrario a las agujas del reloj. Si la brújula tiene el limbo graduado de manera acimutal, la posición de la punta norte de la aguja sobre el limbo cuando la desviación magnética es negativa surge de restar a 360 el valor de la desviación magnética.



Figura 15-6. Orientando el mapa base en el campo. El borde de la brújula coincide con el norte magnético (en este caso igual al norte de la cuadrícula) y la punta de la aguja está marcado acimut 0° .

Una vez orientado el mapa base, se pueden marcar acimuts sobre él también con el uso de la brújula como se ilustra en la figura 15-7, aunque lo más práctico es volcar los datos estructurales (acimut e inclinación de estratificación, fallas, diaclasas, ejes de pliegues) con un transportador ayudándonos con la grilla de coordenadas (recordar corregir los datos por la desviación magnética).



Figura 15-7. Trazado de un acimut con la brújula sobre el mapa base previamente orientado.

El método para volcar un acimut en un punto del mapa es el siguiente: 1) colocar la punta del lápiz en el punto donde se debe volcar el acimut, 2) apoyar el transportador sobre la punta del lápiz (Fig. 15-8), 3) deslizar el transportador hasta que su centro coincida con la línea vertical de la cuadrícula más cercana (flecha amarilla en la figura 15-8), 4) mover el transportador (manteniéndolo apoyado sobre el lápiz) de manera que su centro se deslice sobre la línea vertical de cuadrícula hasta que ésta marque sobre el transportador el acimut buscado (143° en el ejemplo de la figura, flecha roja), 5) trazar el acimut.

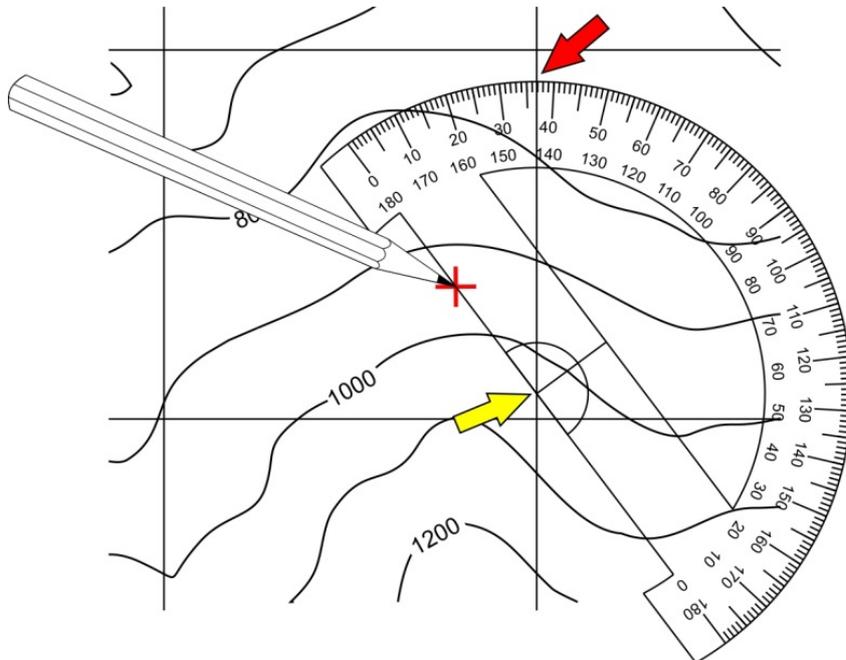


Figura 15-8. Procedimiento para marcar un acimut en el mapa. Explicación en el texto.

Además de la red de drenaje, los símbolos estructurales y contactos litológicos, deben volcarse en el mapa de campo los puntos donde se hicieron descripciones litológica, se muestrearon rocas o fósiles, se tomaron fotografías o se hicieron croquis o perfiles esquemáticos. Cada una de estas estaciones llevará una denominación (pueden ser números sucesivos) que debe coincidir con las notas de la libreta de campo. Si se tomaron las coordenadas del el punto con GPS para ubicarlo en el mapa base, anotarlas también en la libreta. Debemos ser cuidadosos con el trazado de contactos litológicos o de fallas en zonas pobremente expuestas. Un error frecuente en los geólogos principiantes es mapear contactos litológicos o fallas mediante una línea recta a partir del acimut e inclinación reconocido en un afloramiento sin tener en cuenta la inclinación del plano. La única posibilidad que ese plano sea mapeado como una línea recta es que sea vertical o está cerca de la vertical o que el terreno sea llano, si el plano inclina distinto a la vertical y la topografía es quebrada, su traza estará controlada por la regla de las V geológicas (ver Capítulo 9). Recordar que las trazas de contactos y fallas deben dibujarse con trazo continuo en los lugares donde fueron positivamente reconocidos y con trazos discontinuos en aquellos lugares donde se infiere que continúan.

Aquellos atributos geológicos importantes, que por lo pequeños no puedan ser representados en el mapa, deben ser consignados en la libreta o eventualmente ser mapeados a una escala mayor.

Cada noche en el campamento es conveniente pasar en tinta (con marcadores indelebles de punta fina) los rasgos mapeados durante el día que se tenga certeza que son definitivos. Remarcar con tinta negra los símbolos de rumbo e inclinación con el valor de ésta; los contactos litológicos pueden distinguirse entre concordantes y discordantes (línea negra continua y de puntos respectivamente); las fallas con líneas rojas indicando de ser posible, el desplazamiento de los bloques. Sobre la base de las observaciones de campo y de los datos de rumbo e inclinación de la estatificación, trazar con tinta negra los ejes de los pliegues. Pintar suavemente las distintas unidades litológicas reconocidas de manera de no enturbiar el resto de la información escrita del mapa.

Anotaciones en la libreta

La libreta de campo es el complemento escrito del trabajo de mapeo. Allí constarán todas las observaciones realizadas: las descripciones de las rocas, las relaciones entre las distintas unidades litológicas mapeadas, los datos estructurales, las ideas que vayan surgiendo durante el desarrollo del trabajo y su evolución a medida que el conocimiento de la zona relevada progresa.

Las notas en la libreta deben ser volcadas de manera prolija. Un buen ejercicio mental, es pensar que estamos escribiendo la libreta para que sea leída por otra persona. Las anotaciones deben ser claras y concisas, frecuentemente nos damos cuentas que en ocasiones esto no ha sido así cuando revisando viejas libretas y, por no recordar claramente las circunstancias en que hicimos la anotación, no entendemos que quisimos decir (ni que pensar si la lee otra per-

sona). Por otra parte, recordar que si el trabajo se hace para una empresa, tanto el mapa de campo como la libreta pertenece al empleador y posiblemente las notas sean consultadas en el futuro por colegas que sigan trabajando en el área.

En la primera página, además de señalarse nuestro nombre y dirección postal, teléfono y correo electrónico (para que pueda ser devuelta en caso de extravío) debería constar:

- El título del proyecto y fecha.
- El nombre del o los ayudantes o de los colegas participantes del trabajo si este se hace en grupo.
- Los nombres de los lugareños a los que deberemos contactar para ingresar a la zona de trabajo (eventualmente sus teléfonos o direcciones electrónicas si residen en la ciudad).
- El recorrido que se siguió para llegar al área y el tiempo empleado.
- El valor de la declinación y desviación magnética en la zona de trabajo.
- El sistema de coordenadas planas y datum utilizados en el mapa y GPS.
- Y muy importante! Consignar que tipo de notación de rumbo o acimut/inclinación usaremos y si tomaremos los datos estructurales con la brújula corregida por la desviación magnética o no.

Lo más recomendable (opinión personal HE) es tomar los datos estructurales con la brújula sin corregir y corregirlos en el momento de construir la tabla de rumbo/inclinación en el Sistema de Información Geográfico que se usará para hacer el mapa final.

No ahorrar tiempo en el momento de las descripciones de todos los rasgos geológicos relevados en general y particularmente en las descripciones litológicas (no confiar en nuestra memoria). El informe final o la memoria que acompaña el mapa normalmente se hace en la ciudad, a cientos o miles de km de la zona de trabajo, la información que no levantamos en el campo, en la mayoría de los casos, no podrá recuperarse.

Comenzar cada día de mapeo anotando en la libreta la fecha (¡que incluya el año!), las condiciones climáticas y cualquier otra referencia que luego nos permita. Se deben numerar las fotos y notarlas o subrayarlas con otro color para poder identificarlas rápidamente, lo mismo con las muestras litológicas. En una libreta que reúna notas de muchos días de trabajo, encontrar esta información puede demandar más tiempo del que estamos dispuestos a emplear. No ahorrar en fotografías (sobre todo las digitales), es preferible descartar fotos que lamentarse, a la hora de ilustrar el informe, por no haberlas sacado. No olvidar poner algún objeto fácilmente identificable como escala.

Muchas observaciones podrán registrarse más adecuadamente haciendo un bosquejo o croquis que mediante un texto. La facilidad para hacer bocetos razonablemente representativos y agradables a la vista es una talento innato (Fig. 15-9), no fácil de adquirir, hay que ser perseverantes.

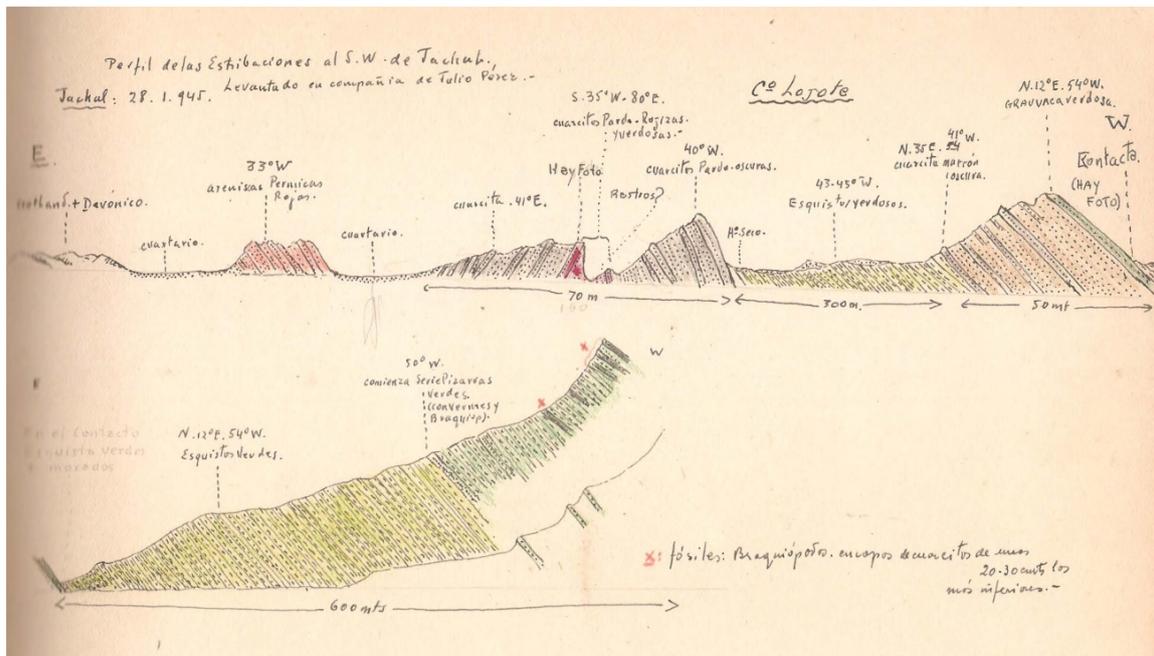


Figura 15-9. Perfiles esquemáticos de una libreta de campo del Dr. Alfredo Cuerda. Geología de los alrededores de Jachal, provincia de San Juan levantados en 1945.

Un lugar elevado desde el que se vea la sección perpendicular a la estructura sedimentaria será el lugar adecuado para dibujar un perfil. Cada boceto debe mostrar una escala y los puntos cardinales para poder orientarlo.

En la Tabla 15-1 se enumeran las principales observaciones que deben consignarse en la libreta.

El mapa final

En el mapa final se compilarán todo los datos del mapa de campo más la nueva información obtenida luego de procesar las muestras de roca y la determinación de fósiles. Tradicionalmente el mapa final se dibujaba en un tablero sobre papel vegetal calcando el mapa de campo. Se trazaba la grilla de coordenadas con paralelógrafo y escuadra o regla T, las líneas se entintaban con una lapicera que contaba con puntas de distintos grosores, desde 0,1 a 2 mm (tipo Rotring®). Las letras se dibujaban con plantillas llamadas letrógrafos y el mapa se pintaba con lápiz. El avance tecnológico ha permitido que actualmente los mapas se dibujen en computadora con *software* de dibujo artístico tipo *Corel Draw* o *Acrobat Illustrator* o *software* de dibujo técnico como *AutoCad*, *ArcGis*, *MapInfo* o *QGIS* (estos últimos tres son Sistemas de Información Geográficos y el *QGIS* es *software* libre).

Tabla 15-1	
Detalles de la localidad	Identificación del lugar de observación (puede ser alfanumérico), ubicación (coordenadas de GPS), fecha, hora y estado del tiempo.
En rocas sedimentarias	1) Identificación de la unidad de roca (puede ser nombre formal o de campo) y mediciones estructurales (acimut, inclinación, clivaje, etc.). 2) Descripción litológica, mineralógica y textural (determinación de la polaridad). 3) En las facies conglomerádicas identificación litológica de los clastos. 4) Descripción de estructuras sedimentarias (dibujar esquemáticamente o tomar fotografías). 5) Medición de estructuras que permitan determinar las paleocorrientes (con las observaciones recopiladas se podrán trazar diagramas de rosas). 6) Identificar y describir fósiles (si los hubiera), orientación, preservación, etc. 7) Identificar facies presente, asociaciones de facies y repeticiones. 8)
En rocas ígneas	1) Identificación de la unidad de roca (puede ser nombre formal o de campo). 2) Relaciones de campo (intrusiva, extrusiva, por falla, etc.). 3) Grado de meteorización (fresca, alterada). 4) Composición mineralógica, textura y fábrica (presencia de flujo, estructura cumular, presencia de enclaves, etc.). 5) En el caso de diques, además, determinar posición estructural y dimensiones.
En rocas metamórficas	1) Color general. 2) Tamaño de grano (fino, medio, grueso) y la uniformidad del mismo (homogéneo, heterogéneo). 3) Los elementos de la fábrica (planos y líneas). 4) Los minerales (relación entre porfiroblastos y matriz) y las texturas. 5) Identifica y medición de S0 y S1.
Fallas	Tipo de fallas, rumbo e inclinación del plano o zona de falla. Dirección y sentido de movimiento. Rechazos en el caso que se puedan medir. Descripción de los productos de la zona de falla, brechas, jaboncillo o espejos de fricción.
Pliegues	Posición del plano axial, acimut e inclinación de flancos, valor del plunge o buzamiento del eje, vergencia. Parte del plegamiento de las sedimentitas surgirá del mapeo de la posición de los estratos. Para poder hacer una correcta interpretación de la estructura y por lo tanto de su deformación, es recomendable que figure en el mapa al menos un dato de rumbo e inclinación de la estratificación por cada 5 cm ² en el mapa, (esto es una regla general e independiente de la escala).
Diaclasas	Deberán medirse al menos unas 50 diaclasas para poder hacer inferencias estructurales.

El dibujar el mapa final en computadora tiene varias ventajas, permite hacer correcciones mientras se construye, se pueden elegir entre distintas fuentes de letra, líneas y colores, su edición mediante un plotter asegura una alta calidad de impresión y la posibilidad de hacer múltiples copias.

Existen dos maneras de transferir el dibujo del mapa de campo al mapa final: a) escaneando el mapa de campo, importándolo como un archivo raster en una nueva capa en el software de dibujo, escalarlo, georeferenciarlo y digitalizarlo en varias capas vectoriales de puntos líneas o polígonos de distintos atributos: red de drenaje, contactos litológicos, datos estructurales, etc, y b) lo más probable es que si el mapa base fue una imagen satelital, el mapa geológico comenzó a levantarse durante la interpretación de la imagen, previamente al trabajo de campo, resultará relativamente sencillo completar el mapa final teniendo el mapa de campo a la vista. Como se indicó anteriormente, si se tomaron las coordenadas de los puntos donde se obtuvieron datos de rumbo e inclinación, tanto en AutoCad como en los software de GIS, se puede construir una tabla para volcar los datos estructurales en sus posiciones precisas.

Hay que recordar que el mapa en la computadora no tiene escala, se puede agrandar o achicar cuanto uno quiera. Es importante entonces, al elegir el tamaño de las letras o el de los símbolos, tener presente la escala final en el que el mapa será impreso. En el Anexo IV se muestran los principales símbolos geológicos aceptados internacionalmente y los tamaños que deberían tener una vez impresos.

Recordar incluir en el mapa final los accidentes geográficos que serán citados en el texto del informe o memoria explicativa del mapa, de ser posible usando la toponimia del lugar.

Las curvas de nivel deben dibujarse con una equidistancia adecuada y en color gris de manera que no enmascaren los datos geológicos. El Servicio Geológico de los Estados Unidos recomienda que las curvas de nivel se dibujen con líneas de 0,25 mm, con un gris 40% negro y los valores de las curvas en el mismo gris en letra Arial tamaño 6 pt.

Coloreado del mapa

Las unidades litológicas estarán representadas en el mapa por distintos colores que, elegidos adecuadamente, harán que este sea atractivo a la vista y represente claramente la geología relevada. En los mapas regionales los colores de las unidades litoestratigráficas, de ser posible, deberían adecuarse a los sugeridos por la Commission for the Geological Map of the World (ver Anexo IV). Si existiera un grupo de rocas de la misma edad, puede añadirse al color una rastra, por ejemplo “v” para rocas volcánicas, “o”, puntos, o líneas para rocas sedimentarias (Fig. 15-10), teniendo el recaudo de no recargar demasiado el relleno. En mapas con muchas unidades litológicas, con colores en una misma gama, es conveniente agregar de manera dispersa sobre el polígono coloreado una etiqueta para evitar confusión (números correlativos, letras o las abreviaturas de los períodos) que figurará también en las referencias (Fig. 15-10).

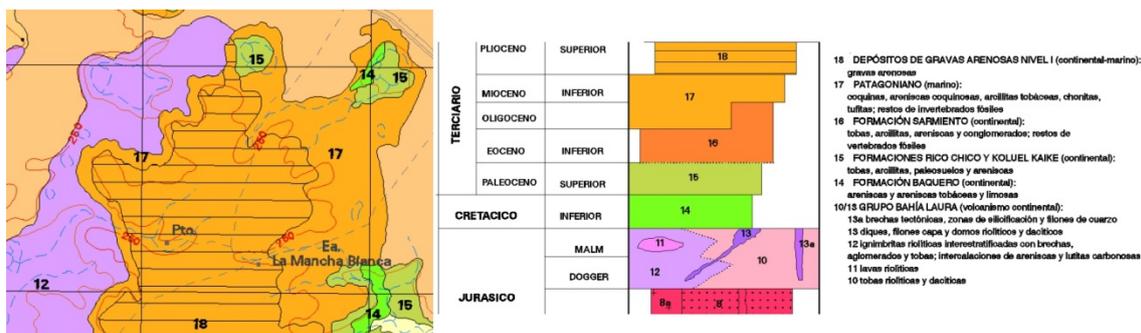


Figura 15-10. A la izquierda porción de la Hoja Geológica 4766 III Puerto Deseado (Giacosa et al. 1998). Cada unidad litológica posee una etiqueta sobre el polígono en el mapa, que figura también en las referencias sobre la unidad litostratigráfica (centro), cuya denominación y característica general se muestra a la derecha.

Además, como norma general, se puede agregar que las áreas grandes deberían colorearse con colores claros, reservando los oscuros para zonas pequeñas. Por otra parte, es tradicionalmente aceptado que algunas litologías tengan colores definidos: rojo para las rocas volcánicas, rosa para las rocas plutónicas, púrpura para rocas ultramáficas o azul para calizas.

Si el área cubierta por una unidad litológica fuera tan pequeña que no pueda ser representada de acuerdo a la escala elegida, debe ser indicada en el mapa con una etiqueta (por ejemplo un círculo con una cruz centrada) y agregada en las referencias.

Información adicional del mapa

Referencias

Las unidades litológicas del mapa normalmente se muestran en las referencias dispuestas verticalmente y, por convención, ordenadas desde las más antiguas de abajo hacia arriba. Pueden presentarse como una columna estratigráfica (Fig. 15-10) o con rectángulos separados (Fig. 15-15) con el nombre de la unidad, formal o informal. Además puede figurar información sobre la edad estratigráfica de las formaciones, indicando entre llaves el conjunto de litologías de una misma edad o como se muestra en la figura 15-10.

El resto de las referencias geológicas, tipo de contactos, símbolo de rumbo/inclinación, símbolos de tipo de pliegues, etc., suelen colocarse por debajo y alineados con las referencias litológicas o dentro de un recuadro como se muestran en la Hojas Geológicas a escala 1:250.000 de la República Argentina. Dentro de otro recuadro se pondrán los símbolos cartográficos (Anexo IV).

Sistema de coordenadas y nortes

El mapa debe contar con el sistema de coordenadas geográficas y, recomendado, un sistema de coordenadas planas indicado si es un sistema local, el sistema nacional Gauss-Kruger (en argentina) o el internacional UTM. La grilla de coordenadas planas puede graficarse de

distintas maneras, como una grilla completa, solo indicada en los bordes del mapa o como cruces en las intersecciones (Fig. 15-11).



Figura 15-11. Distintas maneras de graficar el sistema de coordenadas planas.

Una flecha (sencilla, los software GIS suelen ofrecer una muy amplia gama de posibilidades de símbolo de Norte, descartar las muy barrocas) debe indicar la posición del norte verdadero o geográfico, especialmente si el mapa no está orientado al norte. Es conveniente también presentar un gráfico con el norte geográfico, norte de cuadrículas y la posición del norte magnético en el momento en que fue levantado el mapa, consignando el valor de la declinación, la variación anual y la convergencia (ángulo entre el norte geográfico y norte de cuadrícula) (Fig. 15-12).

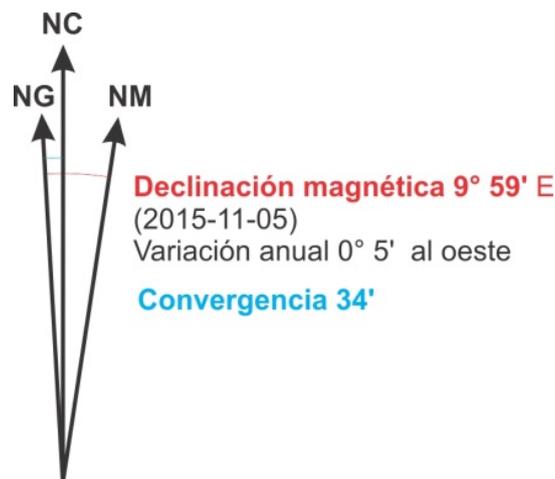


Figura 15-12. Gráfico con la posición de los distintos nortes (equivalente a los que figuran en las cartas topográficas del IGN) donde se indica el valor de la declinación magnética al momento de confección del mapa, la variación anual y la convergencia.

Escala numérica, gráfica y equidistancia

Si bien de la grilla de coordenadas planas se puede deducir la escala, una escala gráfica debe acompañar al mapa. Suele colocarse centrada debajo del mapa principal, por encima de la equidistancia, aunque por razones de espacio también puede colocarse dentro del mapa. Los *software* GIS suelen ofrecer una muy amplia gama de posibilidades de símbolo de escala. En el Anexo IV se muestra la escala gráfica usado en los mapas geológicos del SEGEMAR. La escala numérica suele colocarse en el recuadro que incluye el título del mapa.

Mapa de ubicación (mapa de posición relativa a otros mapas limítrofes)

Es importante que en el conjunto de elementos que constituyen el mapa final figure un mapa de ubicación. El mapa de ubicación puede tener dos objetivos, solo dar al lector una idea de donde se encuentra el área mapeada o dar mayor información cartográfica para, por ejemplo, poder acceder a la zona a partir de la red caminera. En el mapa de ubicación debe figurar un recuadro que represente al área cubierta por el mapa geológico, las localidades cercanas más importantes y al menos los principales caminos; además, como en cualquier otro mapa debe tener el sistema de coordenadas geográficas y barra de escala. Si el mapa geológico será publicado en un medio internacional, la región donde se encuentra el área mapeada puede constituir un mapa de ubicación que a su vez se ubica en un segundo mapa de dimensión subcontinental (Fig. 15-13).

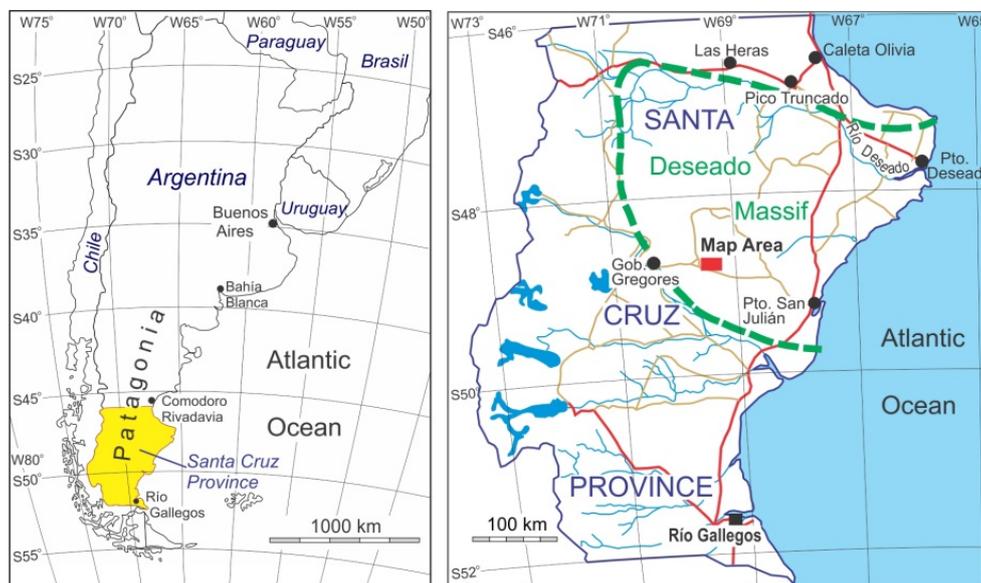


Figura 15-13. Mapa de ubicación del área mapeada (recuadro rojo en el de la derecha) en la provincia de Santa Cruz y está en la República Argentina.

Etiqueta o carátula

No hay una norma en cuanto a la ubicación de la etiqueta sin embargo en aquellos mapas grande, con tamaño mayor al de una hoja A4 o similar, que deban doblarse para incluirlos en una carpeta junto al informe, debe colocarse en la esquina inferior derecha del plano, en la figura 15-14 se muestra un ejemplo de distribución de los distintos elementos del mapa.

Debe constar en la etiqueta: Organismo contratante, Empresa contratista, Título del mapa, Título del proyecto, Autores, Escala numérica y Fecha.

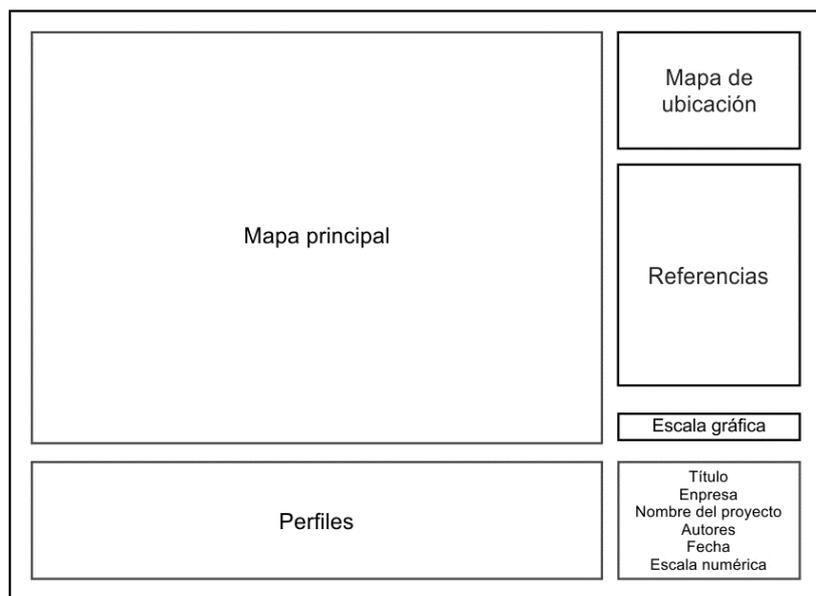


Figura 15-14. Una posible manera de distribuir los distintos elementos del mapa.

Secciones Geológicas

El mapa geológico es una representación, en parte interpretada, de la distribución de las unidades geológicas en un plano. Para poder representar y entender la geología en tres dimensiones, se debe recurrir a una interpretación (en algunos casos reforzada con información de subsuelo) de la continuidad de las unidades litológicas mapeadas por debajo de la superficie topográfica a partir de secciones o perfiles. Por esta razón es importante que el mapa geológico vaya acompañado de perfiles, realizados en sectores escogidos, que permitan visualizar la geología en profundidad.

Sección, corte o perfil geológico, son sinónimos usados para referirse a una representación de la geología de una región en un plano vertical. Un perfil geológico es un diagrama que muestra la forma de la superficie del terreno según la traza de la intersección de este con un plano vertical y la representación de los contactos litológicos y estructuras que muestra en profundidad las relaciones de las distintas unidades geológicas aflorantes.

Los perfiles geológicos pueden levantarse directamente en el terreno, como se vio en el método de levantamiento por perfiles o a partir del mapa geológico. La rigurosidad en la toma de datos de superficie y la correcta interpretación de estos, permitirán al geólogo proyectar la geología en el subsuelo de manera que se ajuste lo más fielmente posible a la realidad.

La construcción de un perfil geológico puede responder a varios propósitos, desde perfiles esquemáticos que muestren las relaciones estratigráficas y estructurales de las rocas para comprender su historia evolutiva, hasta servir de base para proyectos de investigación del subsuelo especialmente a partir de perforaciones en el reconocimiento de recursos minerales, de agua, petróleo o proyectos de ingeniería.

Dibujo de la sección

A modo de recordatorio se enumeran aquí los pasos a seguir para dibujar una sección a partir de los datos topográficos y geológicos de un mapa. La traza del perfil, sobre todo en dominio de rocas sedimentarias, debe hacerse lo más perpendicular posible al rumbo de los contactos litológicos. Una vez definida la traza, deben marcarse con una rastra sus extremos en el mapa, identificando cada uno con una letra para que el lector del mapa pueda reconocer la correspondencia del perfil (en cuyos extremos figurarán esas mismas letras, Fig. 15-15). Se dibuja luego la línea de base del perfil a la escala del mapa. Para representar la topografía se miden en el mapa las distancias desde uno de los extremos del perfil hasta la intersección del mismo con las curva de nivel. Desde cada uno de estos se levanta una normal desde la línea de base cuya altura corresponda a la cota de la curva de nivel, a la misma escala horizontal del mapa. Los contactos geológicos, fallas, discordancias y cualquier otro rasgo planar se trasladan de la misma manera a la línea de base, obteniéndose su posición en el perfil mediante la intersección de una normal a la base con la superficie topográfica. En cada uno de estos puntos se dibujan los planos geológicos con su inclinación verdadera o aparente según sea la traza del perfil normal o no a la superficie geológica.

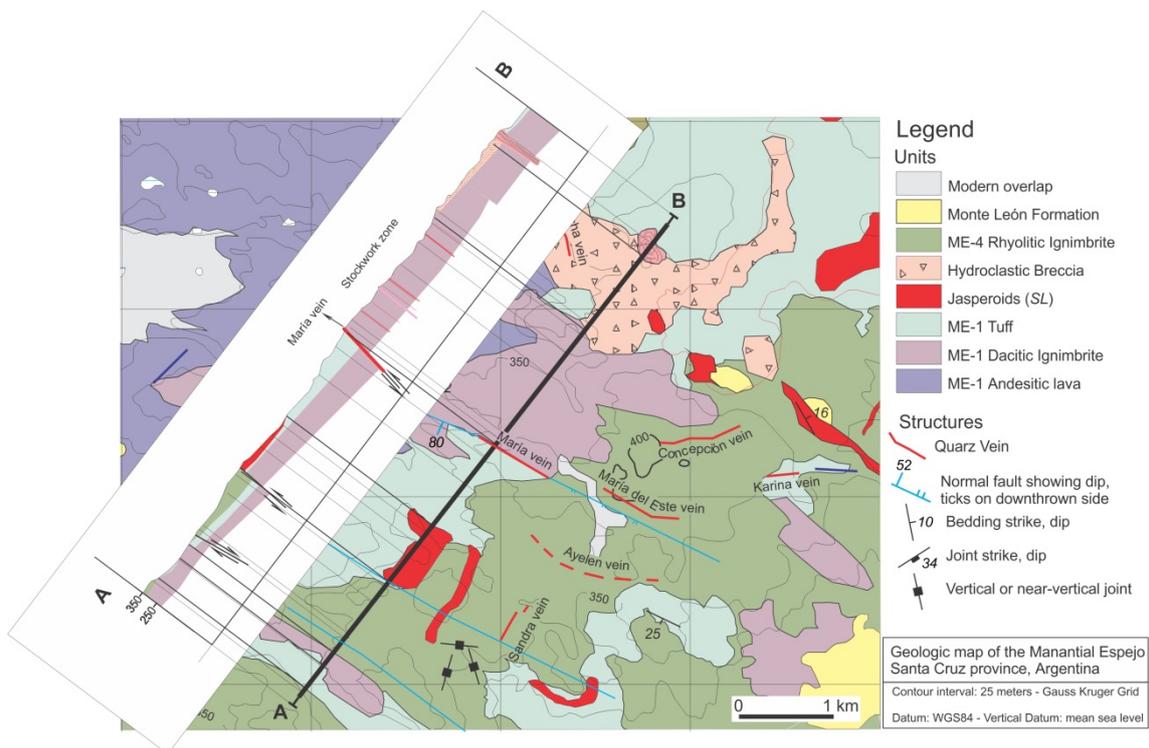


Figura 15-15. Construcción de una sección a partir de un mapa geológico.

Al extender los contactos en el subsuelo, se deben tener recaudos, ya que las superficies suelen ser curvas y extenderlas de manera descuidada puede llevar a interpretaciones erróneas y a inconsistencia con la geología de superficie. En aquellos mapas dibujados en computadora, los programas suelen entregar secciones topográficas con solo indicar los extremos en el mapa.

Cuando la traza del perfil no corta de manera normal el rumbo de las capas, las inclinaciones de estas serán en esa traza, inclinaciones aparentes, por lo tanto, las inclinaciones verdaderas deben corregirse para ser volcadas al perfil.

Una vez elegida la línea del perfil según una traza dispuesta de manera lo más perpendicularmente posible al rumbo de las capas, se proyectan los contactos paralelamente a los rumbos hasta cortar la traza y en el punto de intersección se vuelcan las inclinaciones. En la figura 15-15a, se ilustra un caso donde los afloramientos están dispersos, parcialmente cubiertos, eligiéndose la línea AA' como la traza más adecuada para representar el corte. En el caso que los rumbos se aparten de la perpendicularidad con traza de perfil (Fig. 15-15b) se los proyecta hasta cortar a esta y allí se vuelcan las inclinaciones corregidas, en el ejemplo de la figura 15-15b, las inclinaciones verdaderas de 30° corresponden a inclinaciones aparentes de 26°.

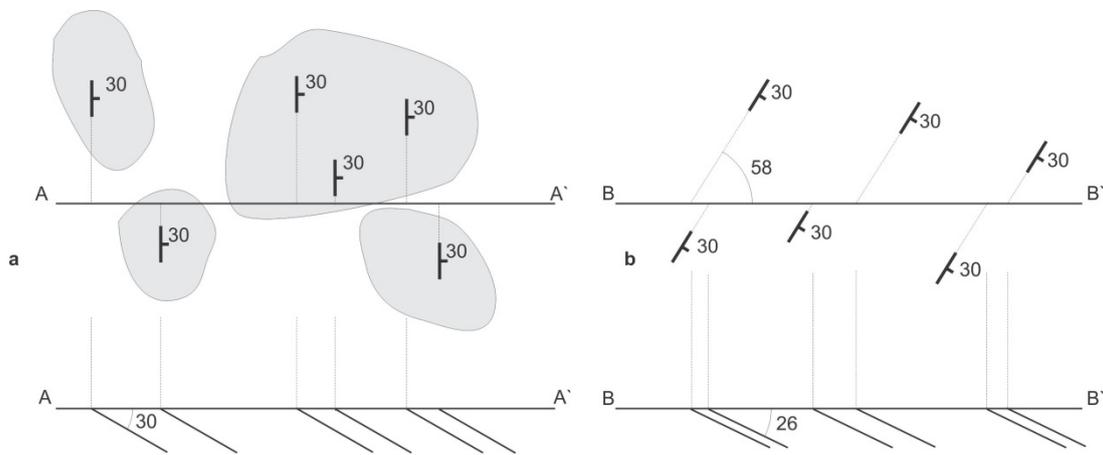


Figura 15-15. a) Rumbos perpendiculares a la traza del perfil. En gris se representan las áreas afloradas. b) Rumbos oblicuos a la traza del perfil donde fueron corregidas las inclinaciones.

Cuando los rumbos de las capas son variables, como se muestra en la figura 15-16, donde las capas posiblemente correspondan al flanco de un pliegue buzante, la proyección de los rumbos a la traza del perfil como se indicó anteriormente, puede producir un adelgazamiento según una geometría poco probable como se ilustra en la figura 15-16a. Una solución más adecuada en este caso, es aplicando el método de Busk, que consiste en trasladar el rumbo con un compás desde el punto donde se corta la proyección de la dirección de inclinación con la traza del perfil (Fig. 15-16b). En este caso se volcarán las inclinaciones verdaderas.

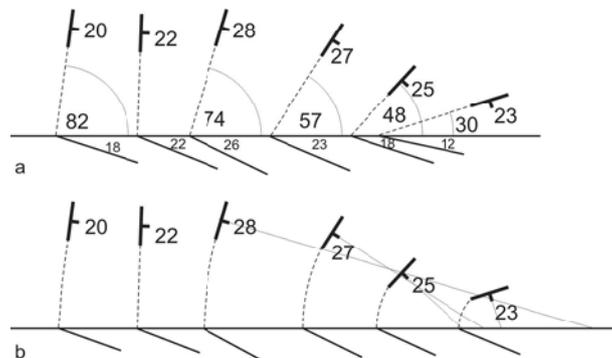


Figura 15-16. a) Proyección de rumbos de capas plagadas. b) Solución por el método de Busk de la proyección de rumbos e inclinaciones.

Inclinación verdadera y aparente

Como se recordará del Capítulo 10, la inclinación de un plano geológico se mide en una sección vertical normal a su acimut o rumbo. La medida en cualquier otra sección no perpendicular al acimut dará un valor de inclinación aparente menor al verdadero. La relación entre inclinación verdadera y aparente es importante a la hora de realizar perfiles. Cuando la traza de un perfil no corta de manera normal el rumbo de las capas, las inclinaciones en esa traza serán inclinaciones aparentes, por lo tanto las inclinaciones verdaderas deben corregirse para ser volcadas al perfil.

La relación entre la inclinación verdadera y la inclinación aparente, función del desvío de la traza del perfil respecto a la dirección de inclinación verdadera o al rumbo de las capas, se indica a continuación.

Supongamos que se hace un perfil que corta al estrato gris de la figura 15-17a de inclinación i . Si la traza del perfil se ubica en la dirección AA' , la inclinación de la capa que volcaremos en el mismo es la inclinación verdadera ya que la traza es normal al rumbo de la capa (Fig. 15-17b). Supongamos ahora que se corta la capa según un perfil cuya traza tenga la dirección BB' , ¿cuál será la inclinación aparente de la capa que se debe volcar al perfil?

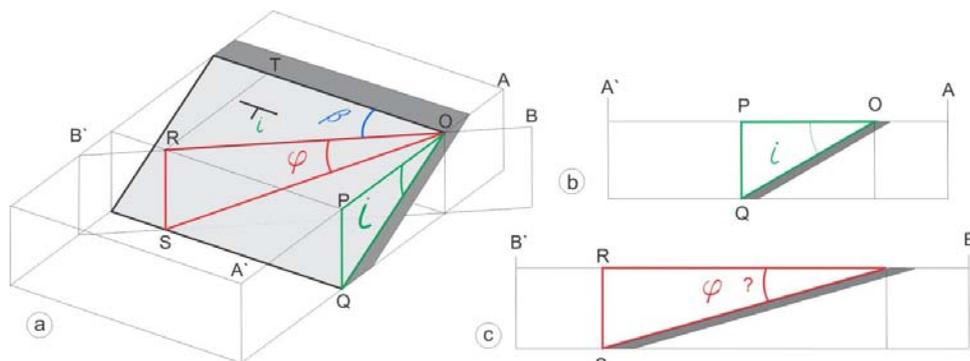


Figura 15-17. a) Bloc diagrama donde se muestra la traza de un perfil (BB') que no es normal al rumbo de la capa. b) Inclinación real i del plano en la traza AA' normal al rumbo. c) Inclinación aparente ϕ en la traza BB' .

En el triángulo OPQ

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} i &= PQ / OP \\ PQ &= \operatorname{tg} i * OP \end{aligned} \quad (1)$$

En el triángulo OTR

$$\begin{aligned} \operatorname{sen} b &= TR / OR \\ \text{como } OP &= TR & \operatorname{sen} b &= OP / OR \\ OR &= OP / \operatorname{sen} b \end{aligned} \quad (2)$$

En el triángulo ORS

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} \phi &= RS / OR \\ \text{como } RS &= PQ & \operatorname{tg} \phi &= PQ / OR \end{aligned} \quad (3)$$

Donde i = inclinación verdadera

ϕ = inclinación aparente

b = desvío de la traza del perfil respecto al rumbo (Fig. 15-17 y 15-18a)

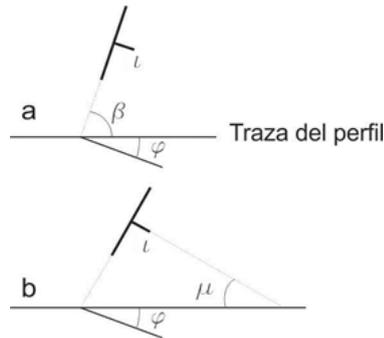


Figura 15-18. a) β representa el ángulo entre el rumbo de la capa y la traza del perfil. b) μ representa el ángulo entre el RBZ de la capa y la traza del perfil.

Reemplazando en la ecuación (3) PQ por (1) y OR por (2) obtenemos:

$$\operatorname{tg} f = (\operatorname{Tg} i * OP) / (OP / \operatorname{sen} b) = \operatorname{tg} i \operatorname{sen} b$$

$$f = \operatorname{arc} \operatorname{tg} (\operatorname{tg} i \operatorname{sen} b)$$

Si el ángulo b es de 90° , como el $\operatorname{sen} 90^\circ = 1$, la inclinación aparente es igual a la inclinación verdadera.

Una fórmula similar puede usarse cuando, en lugar del ángulo b , entre la traza del perfil y el acimut de la capa, conocemos el ángulo m entre la traza del perfil y el RBZ de la capa (Fig. 15-18b):

$$f = \operatorname{arc} \operatorname{tg} (\operatorname{tg} i \operatorname{cos} m)$$

Otra manera de obtener la inclinación aparente de un plano es mediante el uso del ábaco de Tangier Smith (Fig. 15-19).

Para obtener una inclinación aparente se debe encontrar la intersección entre la línea vertical que representa la inclinación verdadera y la línea inclinada del ángulo de desviación entre el rumbo y la traza del perfil. Se traza una recta que una el vértice del ángulo de 90° (eje de inclinación verdadera) con la intersección mencionada que cortará al arco del ábaco en el valor de inclinación aparente.

El caso del ejemplo anterior está marcado con líneas verdes, una inclinación verdadera de 50° con un ángulo de desviación de 45° origina una inclinación aparente de 39° .

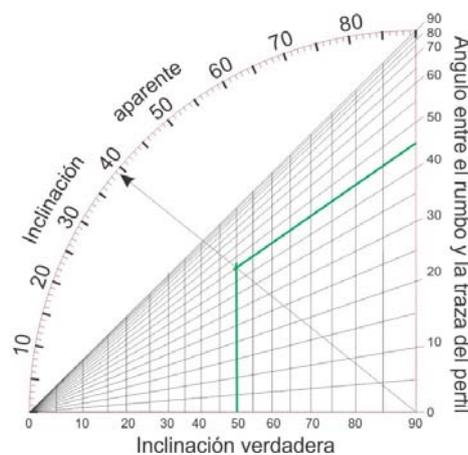


Figura 15-19. Ábaco de Tangier Smith que relaciona la inclinación verdadera con la inclinación aparente y el ángulo de desviación de la traza del perfil con el rumbo de las capas (de Economic Geology, v 20, p 182, fig. 28, 1925).

Secciones sobrealzadas

En algunas ocasiones, para que los rasgos geológicos resulten más evidentes, los perfiles suelen representarse sobrealzados, es decir con una escala vertical 2 o 3 veces más chica que la escala horizontal. Cuando se construye un perfil según una escala vertical exagerada, se debe tener el recaudo de corregir las inclinaciones de las capas y fallas (Fig. 15-20).

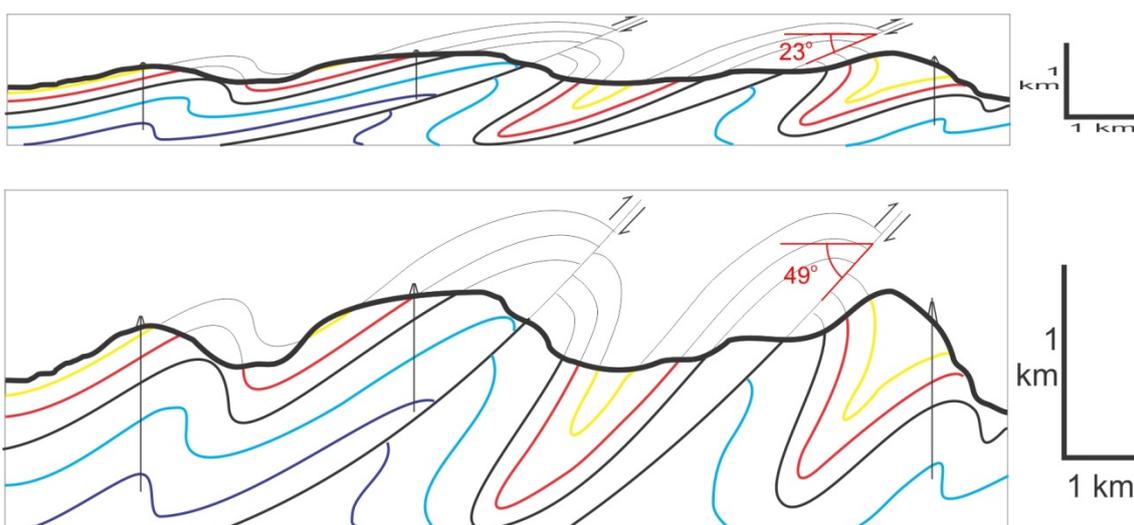


Figura 15-20. Arriba perfil geológico construido con datos de afloramientos y pozos. Abajo, el mismo perfil sobrealzado con la escala vertical exagerada 3 veces. Observar el incremento en los valores de inclinación de las fallas.

En tareas de exploración minera o petrolera, el perfil geológico constituye la base para la preparación de programas de perforaciones ya que a partir de él, en función de la estructura interpretada, se puede hacer una estimación de la cantidad de metros a perforar, elegir la inclinación más adecuada para los sondeos, calcular la profundidad de intersección del blanco, etc. En estos casos el perfil debe ser a escala natural (no sobrealzado) y tener, además de los datos geológicos, un adecuado control topográfico producto de un levantamiento realizado con algún instrumento de precisión (GPS diferencial, Estación Total o teodolito).

A medida que las tareas de exploración avanzan, también progresa el grado de conocimiento que se tiene del subsuelo. En la figura 15-21a se ilustra un ejemplo de una veta explorada a partir de varios sondeos realizados con recuperación de testigos. La información de los pozos permite reconstruir la geología por debajo de la superficie e interpretar la estructura donde se aloja la mineralización (Fig. 15-21b).

En exploración petrolera y también en algunos casos de exploración minera, la elaboración de cortes estructurales y estratigráficos se realiza sobre la base de datos geológicos de superficie e información proveniente de la interpretación de perfiles geofísicos, sísmicos, geoelectricos, magnetométricos, gravimétricos, etc.

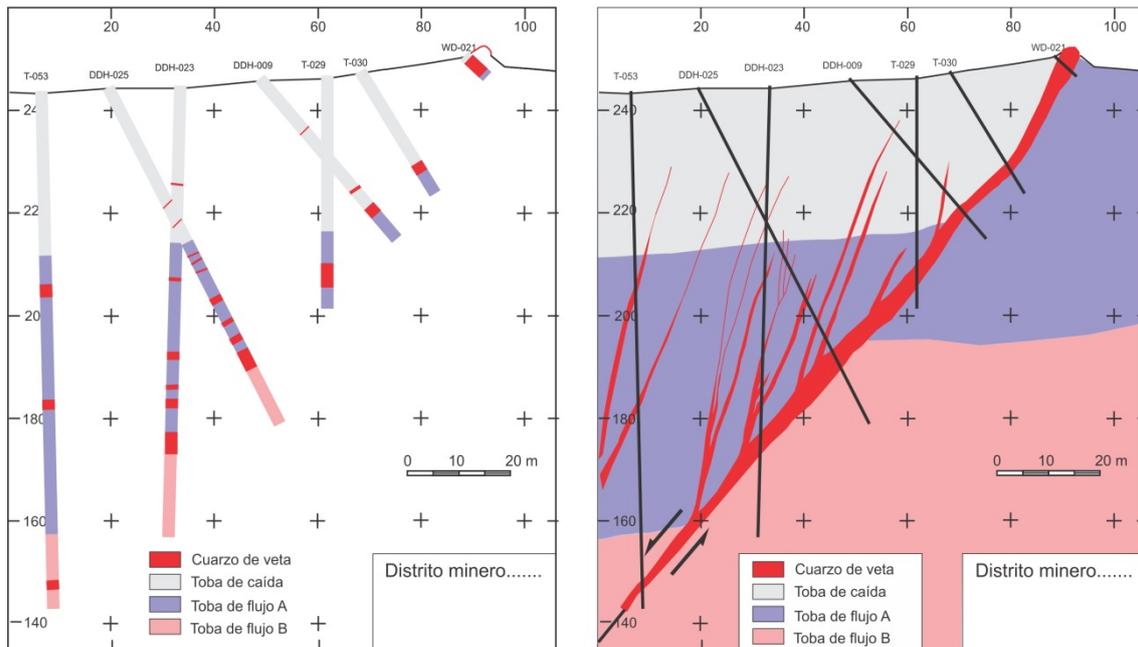


Figura 15-21. a) Perfil mostrando pozos exploratorios de una veta. Los distintos colores representan las distintas litologías cortadas. b) Perfil geológico producto de información de superficie y de la Interpretación de la de subsuelo.

Informe geológico

Como se indicó en el Capítulo 9, los mapas geológicos se levantan según objetivos específicos, por lo tanto el informe o memoria que se adjunta al mapa debe responder a esos fines. Un informe geológico puede ser una memoria como las que acompañan a las hojas geológicas del SEGEMAR, un informe que se transforme luego en un trabajo para ser publicado en una revista científica o un informe técnico para una empresa. Puede contar con distintos títulos según el tipo de trabajo y objetivo del mismo.

Independientemente de su destino, en el informe se debe explicar lo que se hizo, cómo y por qué se hizo y a que conclusiones se llegó. Debe quedar claro para el lector cuales son los hechos y cuales las teorías, es decir distinguir entre lo factual y lo interpretativo. Se debe procurar ser concreto y preciso en la manera de redactar. No es sencillo para los estudiantes o geólogos principiantes redactar informes de calidad, sin embargo, una manera de autocorregir el informe que da resultados sorprendentes, es dejarlo “madurar” unos días y leerlo nuevamente, suele ser sorprendente la cantidad de frases que resultarán ininteligibles y deberán corregirse.

Los informes técnicos deberán iniciarse con un resumen expandido (resumen ejecutivo) donde se sintetizan los objetivos del trabajo, resultados y recomendaciones, es decir lo sustancial del informe. Es probable que el gerente de la empresa o los accionistas solo lean esta parte del texto.

Buenos ejemplos de informes geológicos lo constituyen las Hojas Geológicas 1:250.000 de la República Argentina (programa Nacional de Cartas Geológicas). En ellos consta: introducción, estratigrafía, tectónica, geomorfología, historia geológica y geología económica.

En general los informes cuentan con los siguientes epígrafes:

Título

Con autores y fecha por debajo del título.

Introducción

Presentación del informe, objetivos, tiempo invertido, metodología, instrumental, ubicación de la zona mapeada y accesos a la misma, fisiográficas de la región. Puede incluir un mapa de ubicación.

Antecedentes (o marco geológico regional)

Información generalizada de las características geológicas de la región, unidades litoestratigráficas, nombre de las formaciones, autor del nombre formal y fecha de publicación (cita, ver más adelante). Esta es, en general, información bibliográfica, debe estar correctamente citada.

Forma correcta de citar

En la cita se debe incluir el o los autores del trabajo y el año de publicación. Hay dos formas de incluir una cita en el texto, por ejemplo: 1- "Page (1987) definió el citado paleovalle como un antiguo cauce" o 2- "El citado paleovalle corresponde a un antiguo cauce (Page 1987)"; en el primer caso solo se pone entre comillas el año de publicación, en el segundo el autor (solo el apellido) y el año. Cuando son dos los autores se incluyen ambos apellidos, primero y segundo autor en ese orden, seguido del año de publicación. Si son tres o más autores solo se incluye en la cita al primer autor seguido de la palabra y abreviatura *et al.* (en cursiva por ser latín, que significa "y otros") seguida del año de publicación. Al final del informe se agrega la lista de trabajos citados ordenados alfabéticamente por el primer autor.

Metodología

Esta sección es opcional. Aquí pueden describirse los detalles acerca de los métodos utilizados en la adquisición de los datos así como los análisis realizados. Se pueden incluir las condiciones instrumentales en las que se hicieron análisis mineralógicos, geoquímicos o isotópicos.

Resultados

Geología local (estratigrafía)

Descripción de las unidades de mapeo reconocidas ordenadas cronológicamente desde las más antiguas a las más jóvenes. Nombre de las rocas, formaciones o unidades cartográficas, áreas de distribución de cada una. En rocas sedimentarias, espesores y relaciones estratigráficas, concordancias o discordancias. En rocas ígneas o metamórficas, litología, espesores (coladas y diques), relaciones con las rocas encajantes. Ilustraciones mediante dibujos esquemáticos o fotografías. Descripciones petrográficas ilustradas con fotos de microscopio.

Estructura

Descripción detallada de las estructuras reconocidas en el campo: fallas, pliegues, fracturas menores, diaclasas. Bosquejos ilustrando las principales relaciones estructurales. Inclusión de mapas de detalle de los sectores deformados dentro del área de mapeo general que muestren

el estilo de deformación. Descripción de perfiles perpendicular a las estructuras principales a la escala del mapa y los mapas de detalle. Inclusión de diagramas estereográficos de las estructuras relevadas. En caso de haberse hecho análisis de lineamientos, incorporar detalle gráfico del mismo. Descripción de las fracturas, espaciados promedio y relaciones de fracturación. Diagramas de rosa de las fracturas medidas.

Geomorfología

En algunos informes puede ser importante la descripción del paisaje en función de los procesos dominantes que lo han modelado. Se podrán indicar los agentes y procesos geomórficos involucrados, a partir de los rasgos de acumulación y erosión. Las unidades geomórficas diferenciadas serán ordenadas y descritas en el texto de acuerdo a los distintos orígenes de las mismas. Los rasgos cuya escala no permita su mapeo, serán igualmente identificadas, caracterizadas y descritas en el texto.

Las ilustraciones del informe, mapa de ubicación, perfiles, fotos, etc., se insertarán en el texto como figuras numeradas correlativamente con sus respectivas leyendas y estarán citadas en el texto.

Discusión

Finalizada la parte descriptiva del informe, en algunos trabajos es importante hacer una revisión sobre el conocimiento previo existente que enmarca la interpretación de los resultados alcanzados. Se comparan los resultados con los obtenidos en otros trabajos similares por otros autores para afianzar los propios o para revisar deducciones anteriores objetadas en este. Se analiza en la discusión los siguientes temas (*sensu* Gómez Rinesi, 2001): comentario sobre las limitaciones del trabajo, análisis e interpretación de los resultados, comparación de los resultados, juicio de valor del autor sobre los resultados del trabajo. En definitiva, es la discusión la que da legitimidad a las conclusiones, discusión es análisis y conclusión es síntesis.

Conclusiones

En este apartado se reúnen los resultados y las conclusiones extraídas de ellos. En algunos casos puede sintetizarse en una historia geológica. No se incluyen aquí observaciones o información que no fue obtenida en la elaboración del trabajo (por lo tanto no suelen tener citas bibliográficas). En informes profesionales cuyos objetivos pueden involucrar aspectos económicos, las conclusiones pueden incluir recomendaciones de acciones a seguir en próximas etapas de desarrollo del proyecto.

Lista de trabajos citados en el texto

Deben incluirse bajo este título la lista de los trabajos citados. No existe en la literatura científica una norma universalmente aceptada para citar los trabajos, sin embargo, elegida una de las usadas, todas las citas deben responder al mismo formato. A continuación se muestra el formato, orden y puntuación requerido por la Revista de la Asociación Geológica Argentina:

Revistas:

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. Revista de la Asociación Geológica Argentina 1: 178-208.

Libros:

Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentine. Memoir University of Washington 1, 469 p., Seattle.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J.C. 1972. Ciclos metogenéticos de la Argentina. En Leanza, A.F. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 797-813, Córdoba.

Congresos:

Legarreta, L., Kozłowski, E. y Boll, A. 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la cuenca Neuquina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 389-409, Buenos Aires.

Trabajos inéditos:

Gulisano, C.A. 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia del Neuquén, cuenca Neuquina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 119 p., Buenos Aires.

Referencias

Coe, A.L., Argles, T.W., Rothery, D.A. y Spicer, R.A. (2010). *Geological field techniques*. Angela L. Coe (Ed). Milton Keynes: John Wiley & Sons.

Freeman, T. (1999). *Procedures in field geology*. Malden (Massachusetts): Blackwell Science.

Giacosa, R. E., Césari, O. y Genini, A. (1998). Hoja geológica 4766-III y IV : Puerto Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Subsecretaría de Minería de La Nación, Series Boletín* 240. Buenos Aires.

Gómez Rinesi, J. F. (2001). La discusión en el trabajo científico. *Revista de Posgrado de la Cátedra Vía Medicina*, 102. med.unne.edu.ar

Lahee, F. (1970). *Geología práctica*. 3era. ed. española. Madrid: Omega.

Lisle, R.J., Brabham, P.J. & Barnes, J.W. (2011). *Basic Geological Mapping*. Fifth Edition. Oxford: John Wiley & Sons.

Roberts, J., (1984). Introduction to Geological Maps and Structures. Pergamon Press Ltd. 332 pp.

Anexo I

Medida de ángulos en algunos modelos de teodolitos de limbos metálicos y de cristal

Horacio Echeveste

Existe una gran variedad de lectura de limbos de teodolitos en función de las características de construcción de cada uno. Todos tienen sistemas que permiten aumentar la precisión de lectura.

Lectura de los limbos metálicos con nonios

En los teodolitos con lectura directa de nonio, la graduación de los limbos suele ser de $1/2$ grado, $1/3$ grado, $1/6$ grado hasta $1/12$ grado, es decir cada 30, 20, 10 o 5 minutos respectivamente. La lectura de estas divisiones puede aumentarse con la ayuda del nonio o vernier, que es una pequeña escala que acompaña al índice. En la figura A1 se muestra el principio del nonio para una escala decimal sobre una regla, supóngase, graduada en mm.

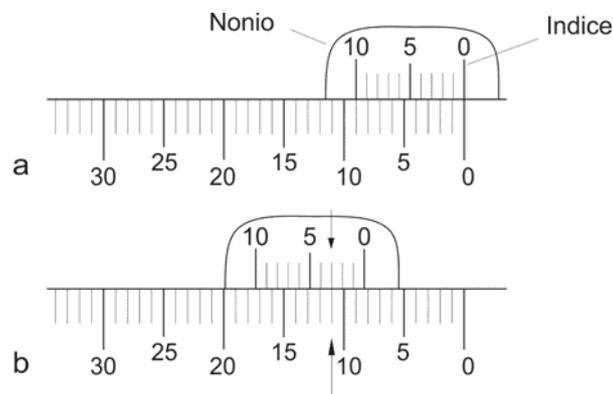


Figura A1. Nonio de una escala decimal sobre una regla.

El nonio de la figura A1a está graduado con 10 divisiones, de manera que cuando el 0 del índice del nonio coincide con el 0 de la regla, el 10 del nonio coincide con el 9 de la regla, de esta manera cada una de las divisiones del nonio vale $9/10$ de una división de la regla. Este arreglo nonio-regla permite apreciar en ésta hasta una décima de milímetro. El proceso en la lectura del nonio consiste en determinar cuál de las divisiones de éste coincide con una de las divisiones de la regla. En el ejemplo de la figura A1b se ve que el índice del nonio está ubicado

entre las marcas 8 y 9, es decir, la lectura grosera es 8 mm, mientras que la lectura fina es 3, ya que es la tercera marca del nonio la que coincide con una de las marcas de la regla por lo que la lectura final es 8,3 mm.

La apreciación del nonio se expresa como a: $a = L/n$

Donde L es el valor de la menor división del limbo y n las divisiones del nonio. En el caso de la figura A1 $a = 1 \text{ mm}/10 = 0,1 \text{ mm}$

En la figura A2a se muestra un ejemplo de un limbo y nonio con división sexagesimal. La menor división del limbo es un grado mientras que el nonio tiene 20 divisiones. La apreciación $a = 1^\circ/20$, o sea $60'/20 = 3'$.

La lectura grosera del ejemplo de la figura A2b es 323° , mientras que la lectura fina es $39'$, resultando la lectura final $323^\circ 39'$.

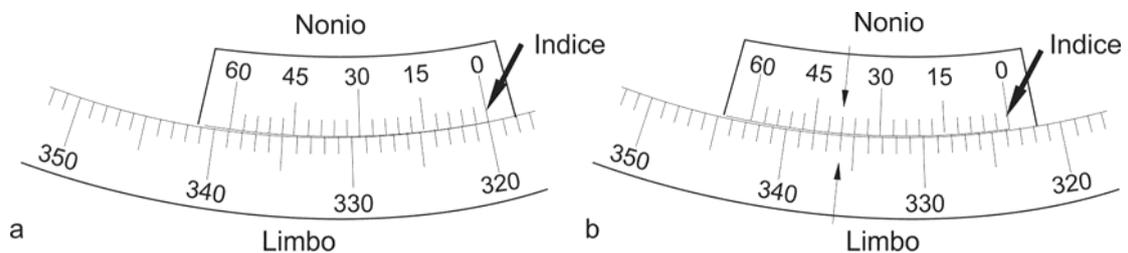


Figura A2. a) Limbo y nonio con división sexagesimal. b) Valor del ángulo $323^\circ 39'$.

En el ejemplo de la figura A3 la menor división del limbo es $20'$, mientras que el nonio está dividido en 60 partes. Cada división del nonio es $1/60$ de una división del limbo. La apreciación a es igual: $a = 20' / 60 = 1200'' / 60 = 20''$

El valor angular de la figura A3 es: lectura grosera $90^\circ 40'$, al que se le debe sumar la lectura fina, $11'40''$, por lo que el valor final resulta $90^\circ 51'40''$.

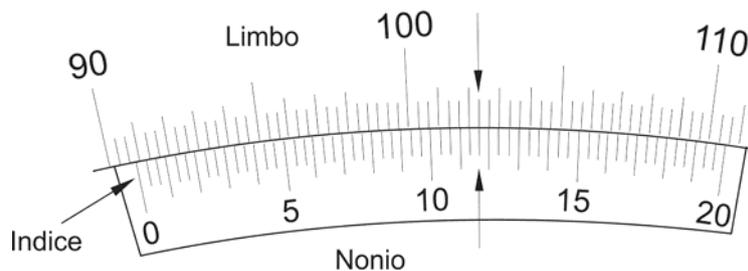


Figura A3. Limbo dividido en marcas cada $20'$ y nonio dividido en 60 partes. Ángulo $90^\circ 51'40''$.

Lectura de limbos de cristal

La lectura de nonios, bastante engorrosa y lenta, fue superada en los teodolitos provistos de limbos de cristal, con microscopios lectores de escala, sistemas de lectura de coincidencia y micrómetros ópticos. La luz natural (o artificial si se trabaja por ejemplo en interior de mina)

entra por una pequeña ventana al interior del instrumento a través de uno o dos espejos de iluminación que deben orientarse hacia el cielo o un fondo claro y uniforme.

Teodolito Fennel-Kassel (Fig. A4a). En la figura A4b, se representa la imagen que se ve en el microscopio lector de escala.

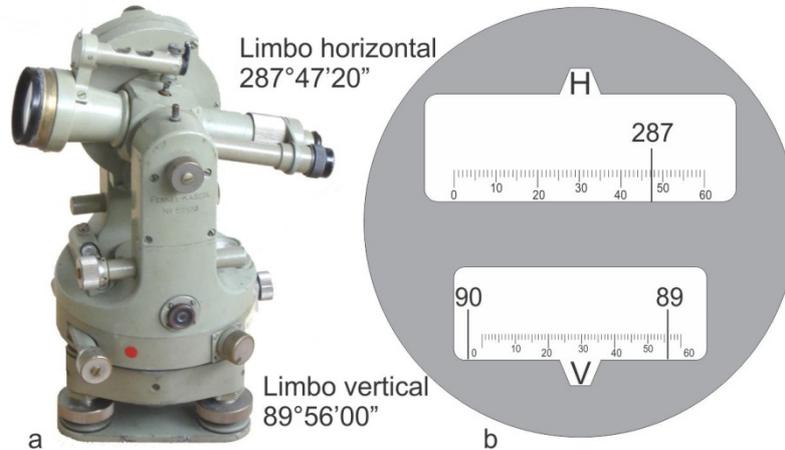


Figura A4. a) Teodolito Fennel-Kassel (en la Posición II, con el círculo vertical a la derecha). b) Lecturas del microscopio lector de escala.

En estas escalas se puede leer con precisión de un minuto y estimar $\sim 20''$. En la escala horizontal se lee $287^{\circ}47'20''$ y en la vertical $89^{\circ}56'00''$. Los valores de ambos limbos crecen de derecha a izquierda.

Teodolito Brújula Wild T0. Permite leer ángulos horizontales respecto al norte magnético (acimuts), ya que la dirección 0° - 180° del limbo horizontal puede orientarse en la dirección NS.

Para orientar el limbo horizontal hacia el norte, se lleva la palanquita (figura A5a) a la posición horizontal y se mueve en sentido de las agujas del reloj hasta el tope, en esta posición el limbo horizontal queda "libre" y se mueve orientándose al norte. Luego se regresa la palanquita a la posición inicial para fijar el limbo ya orientado.

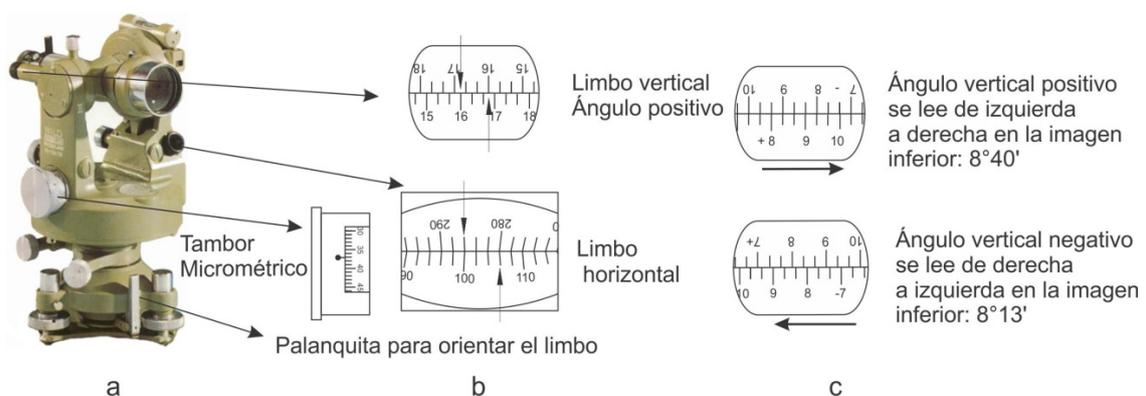


Figura A5. a) Teodolito brújula Wild T0. b) Arriba, imagen doble del limbo vertical, en este caso la lectura es $16^{\circ}25'$. Abajo, imagen doble del limbo horizontal llevada a coincidencia mediante el micrómetro. El acimut es $103^{\circ}37'$. c) Otros dos ejemplos de lectura del limbo vertical en la Posición I del antejo.

La lectura de ángulos se hace por coincidencia. El instrumento posee dos microscopios, uno para leer el círculo vertical y otro para leer el horizontal. A través de éstos se leen porciones diametralmente opuestas de ambos círculos reunidas ópticamente en una sola imagen.

El limbo vertical está marcado cada 20 minutos, con el cero en el horizonte. La doble imagen del círculo permite medir con precisión de 10 minutos y estimar 1 o 2 minutos. En la figura A5b (arriba) se muestra un ejemplo de un ángulo vertical positivo (con el anteojo en la Posición I, limbo vertical a la izquierda). Si el 16° de la imagen inferior coincidiera con el 16° de la superior, el ángulo sería de 16°00', si el 16° de la imagen inferior coincidiera con el 17° de la superior, el ángulo sería de 16°30', en nuestro ejemplo el ángulo vertical es de 16°25' ya que el 16° de la imagen inferior está separado del 16° de la imagen superior por dos divisiones y media (cada división en la imagen doble corresponde a 10 minutos). Con el anteojo en la Posición I, el signo positivo o negativo del ángulo se lee en la imagen inferior. Con el anteojo en la Posición II (limbo vertical a la derecha), el signo del ángulo se lee en la imagen superior. En la Posición I, los ángulos verticales se leen en la imagen inferior, los positivos de izquierda a derecha (figura A5c arriba) y los negativos de derecha a izquierda (figura A5c abajo).

El círculo horizontal está marcado cada grado con números grabados cada 10°, para la lectura de los acimuts ambas imágenes se llevan a coincidencia mediante el tambor micrométrico (figura A5a y b). Los grados se leen en la imagen inferior en el microscopio y los minutos en el tambor micrométrico, con una precisión de 1 minuto. En el ejemplo de la figura A5b (abajo) el acimut es 103°37' (para evitar confusiones al momento de leer el acimut, se debe recordar que una vez llevado el limbo a coincidencia, la cantidad de grados debe ser leída de izquierda a derecha, entre valores separados en 180°).

Teodolito reiterador Kern DKM1 (Fig. A6a). En este instrumento el micrómetro óptico permite leer rápida y fácilmente los valores angulares con una precisión de 10".

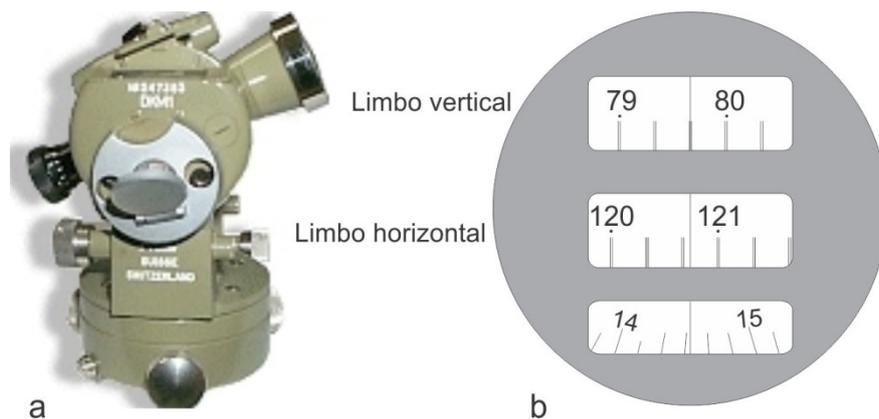


Figura A6. a) Teodolito reiterador Kern DKM1. b) Lectura del limbo vertical por microscopio, 79°54'32".

En la figura A6b se muestra un ejemplo. Una vez que se visa el punto, se "corre" el limbo (vertical en este caso) mediante un tornillo micrométrico hasta que el índice (línea vertical) coincida (bisecte) un par de líneas del limbo vertical. Allí se hace la lectura grosera, 79°40' en el

ejemplo. La lectura fina se hace en la ventana inferior. En ésta, los números corresponden a minutos, cada uno de los cuales está dividido en 6 partes, es decir la apreciación es de 10 segundos. En el ejemplo de la figura VIII 9 b se leer $14'32''$, de los cuales los últimos 2" son estimados. El valor del ángulo vertical resulta entonces $79^{\circ}40' + 14'32'' = 79^{\circ}54'32''$.

Teodolito Wild T1 (Fig. A7a) posee un micrómetro óptico que permite leer ángulos con una precisión de 6". En la figura A7b se muestra la imagen del microscopio. Como en el caso anterior un tornillo micrométrico permite correr el limbo hasta hacer coincidencia con un par de líneas del índice. En la ventana de la derecha se leen en forma directa los minutos y segundos. En el caso de la figura A7b, el ángulo vertical es $87^{\circ}27'09''$. Los 09" se estiman por estar el índice entre 06" y 12".

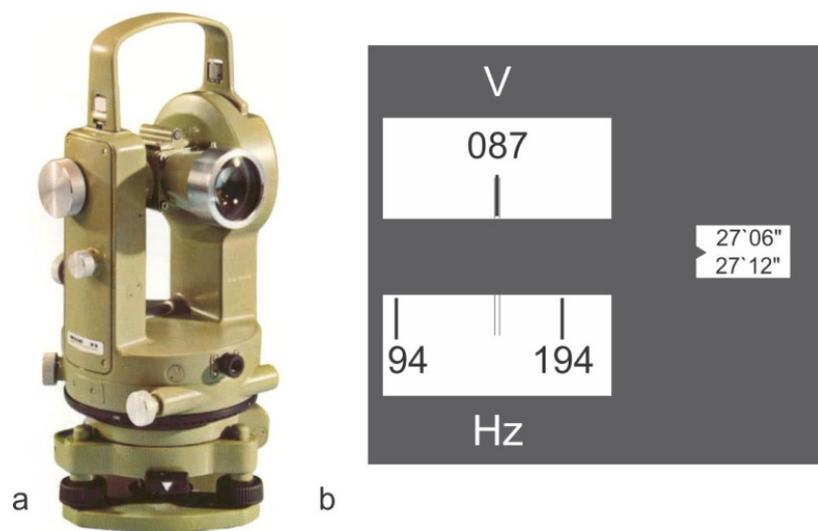


Figura VIII 10. a) Teodolito repetidor Wild T1. b) Detalle del microscopio óptico. Angulo vertical: $87^{\circ}27'09''$.

Anexo II

Intersección inversa o problema de los tres puntos

Horacio Echeveste

La intersección inversa es un método que consiste en la determinación de la posición planimétrica de un punto donde está estacionado el teodolito, plancheta o estación total midiendo dos ángulos a tres puntos de coordenadas conocidas (Fig. AII-1) sin necesidad de ocuparlos, es conocido también como el problema de Pothénot o problema de los tres vértices. Es un procedimiento muy útil para conocer las coordenadas cartesianas de un punto desconocido desde el que se pueden visar tres puntos de coordenadas conocidas.

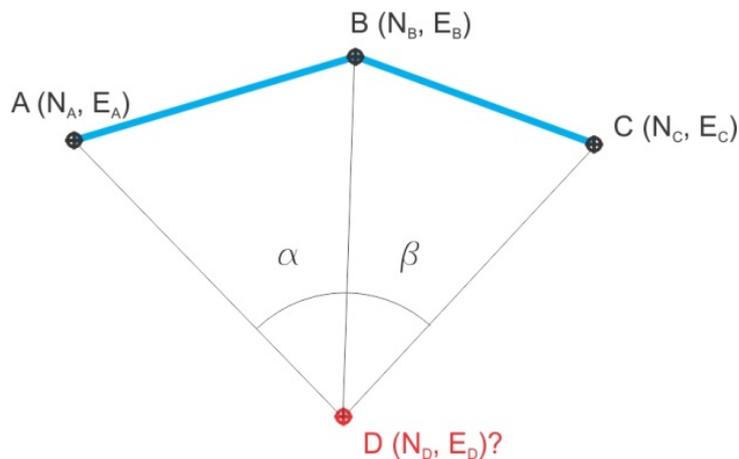


Figura AII-1. a) Planteo del problema de la intersección inversa. Desde un punto D de coordenadas desconocidas se visan los puntos A, B y C, de los cuales se conocen las coordenadas, midiendo los ángulos α y β . La solución del problema radica en determinar la posición del punto D.

Solución Geométrica

Todos los ángulos inscritos de un mismo arco son de igual medida. Este arco se llama arco capaz. El arco capaz del segmento AB y el ángulo α (Fig. AII-2) es el lugar geométrico indicado en la figura en color rojo.

Según se desprende de la figura AII-2, cuando se visa desde una estación un par de puntos de coordenadas conocidas, la estación donde está ubicado el instrumento no puede encontrarse en cualquier parte, solo puede estar ubicada sobre el arco capaz definido por el par de puntos y el ángulo entre ellos medido desde la estación.

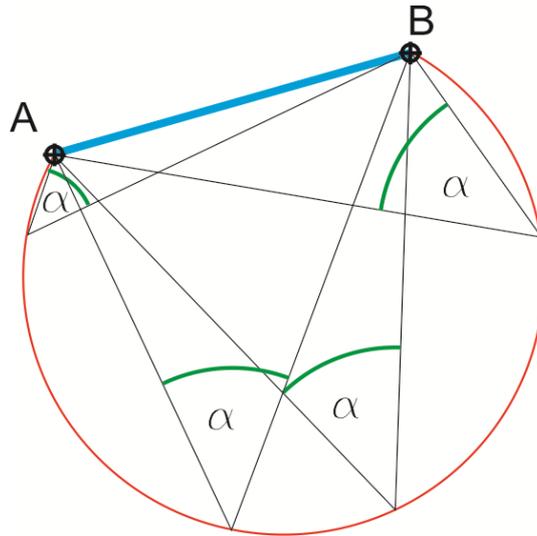


Figura AII-2. Todos los ángulos inscritos en el arco AB son iguales. Todos los vértices posibles forman el lugar geométrico denominado arco capaz.

La solución geométrica de ubicar del punto D, donde está estacionado el instrumento puede apreciarse en la figura AII-3.

Se vio en el figura anterior que el punto D debe encontrarse sobre el arco capaz del segmento AB y el ángulo α , cuando se mide un segundo ángulo entre los puntos A y C o B y C desde D (Fig. AII-3), su ubicación queda definida por la intersección de dos o tres arcos capaces.

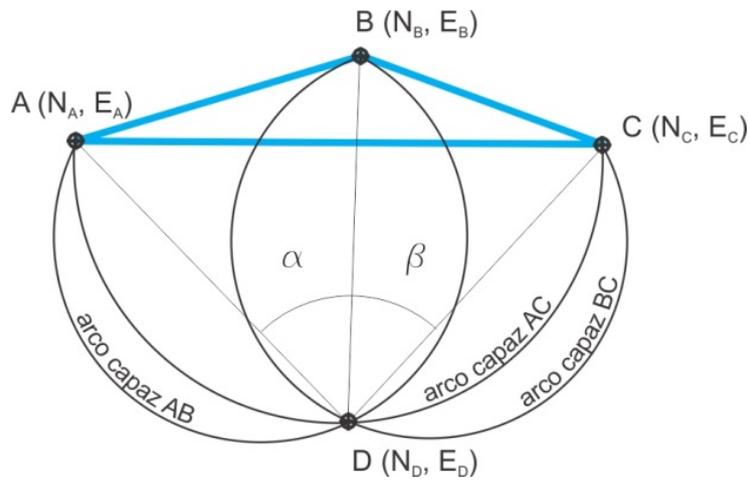


Figura AII-3. Resolución geométrica del problema; el punto D se encuentra en la intersección de los tres arcos capaces de ángulos α , sobre el segmento AB, β sobre el segmento BC o $\alpha+\beta$ sobre el segmento AC.

El problema no tiene solución si el punto D se encuentra sobre la circunferencia que pasa por A, B y C ya que no habrá intersección de arcos capaces (Fig. AII-4).

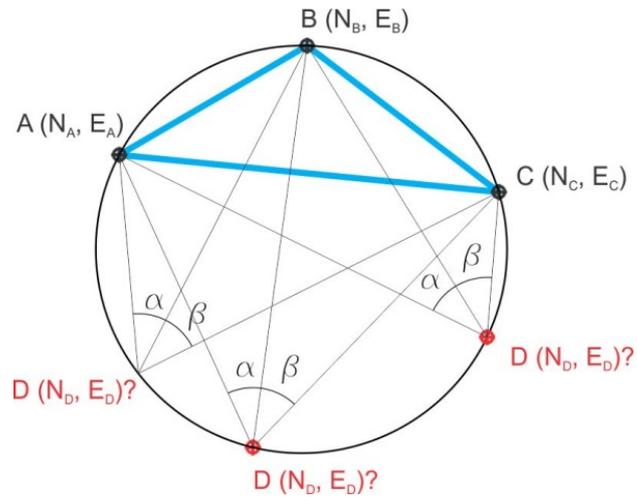


Figura AII-4. Cuando el punto desconocido D se encuentra sobre la circunferencia que contiene a los puntos A, B y C el problema no tiene solución ya que puede encontrarse en cualquier punto de ella.

Solución analítica

Las estaciones totales de última generación pueden resolver el problema de los tres puntos mediante su *software* incorporado. A continuación se plantea la resolución analítica del problema si se usa un teodolito. De la figura AII-5, se desprende que al conocerse las coordenadas de los puntos A, B y C se conocen las distancias AB, BC y AC, también se conocen los ángulos α y β porque se los midieron, también se puede observar que el problema analítico para la determinación del punto D se debe a que en ninguno de los tres triángulos que se forma con vértice en D (ABD, BCD y ACD) se conocen los ángulos suficientes como para aplicar el teorema del seno y calcular los lados AD y CD, solo se conoce un lado y el ángulo opuesto (AB y α , BC y β y AC y $\alpha + \beta$).

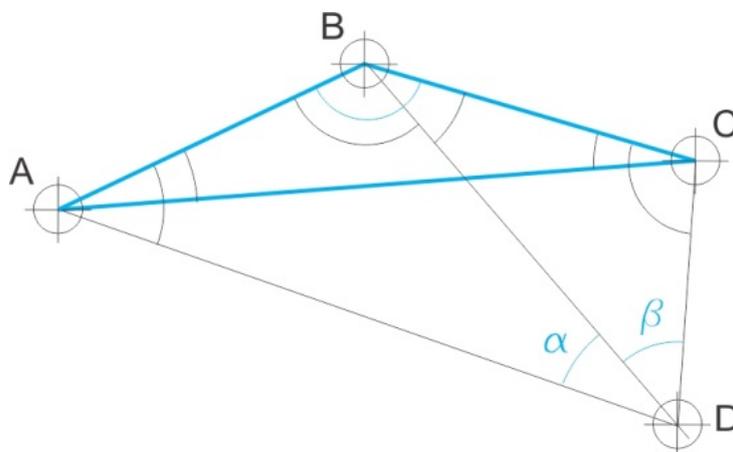


Figura AII-5. De los triángulos de la figura se conocen los segmentos AB, BC y CA y los ángulos α , β , $\alpha + \beta$ y B.

Los triángulos ABD y BCD tienen un lado común (BD) cuyo valor es:

$$\begin{aligned} \text{en el triángulo ABD} \quad & BD / \text{sen } A = AB / \text{sen } \alpha & BD = AB \text{ sen } A / \text{sen } \alpha \\ \text{en el triángulo BCD} \quad & BD / \text{sen } C = BC / \text{sen } \beta & BD = BC \text{ sen } C / \text{sen } \beta \\ \text{igualando ambos términos} \quad & AB \text{ sen } A / \text{sen } \alpha = BC \text{ sen } C / \text{sen } \beta \\ \text{o} \quad & \text{sen } C / \text{sen } A = AB \text{ sen } \beta / BC \text{ sen } \alpha = K \end{aligned}$$

K es un valor conocido pues se conocen las distancias AB y BC y los ángulos α y β se han medido en el campo. Es decir, se conoce cuál es el cociente entre los senos de los ángulos C y A pero no cuánto vale cada ángulo.

Deducción de los ángulos A y C por el método de Pothénot

$$\text{sen } C / \text{sen } A = K$$

Como el ángulo B es conocido (ya que se conocen las coordenadas de A, B y C) al igual que α y β , también se conoce $A + C$ ya que la suma de todos los ángulos internos del polígono ABCD es de 360° ($\sum \text{ang. int.} = (n-2) 180^\circ$).

$$A + C = 360^\circ - (B + \alpha + \beta) \quad \text{valor que se denominará } Z$$

entonces $C = Z - A$

por lo tanto $K = \text{sen } C / \text{sen } A = \text{sen } (Z - A) / \text{sen } A$

como el $\text{sen } (Z - A) = \text{sen } Z \cos A - \cos Z \text{ sen } A$

$$K = (\text{sen } Z \cos A - \cos Z \text{ sen } A) / \text{sen } A$$

$$K = (\text{sen } Z \cos A / \text{sen } A) - (\cos Z \text{ sen } A / \text{sen } A) = \text{sen } Z / \text{tg } A - \cos Z$$

entonces $\text{sen } Z / \text{tg } A = K + \cos Z$

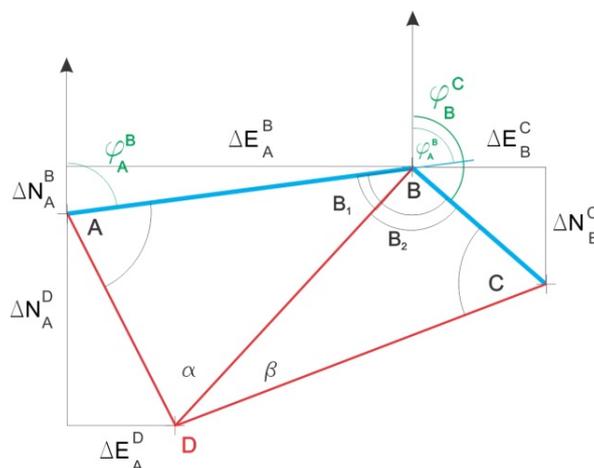
$$\text{tg } A = \text{sen } Z / (K + \cos Z)$$

$$A = \text{arctg} (\text{sen } Z / (K + \cos Z)) \quad (1)$$

Una vez determinado el valor de A el problema está resuelto ya que

$$C = Z + A$$

Conocidos el ángulo A del triángulo ABD y B del triángulo BCD, el otro ángulo y el resto de los lados se pueden calcular fácilmente mediante el teorema del seno.



Ejemplo

Calcular las coordenadas del punto D con los siguientes datos (Tabla AII-1 y Fig. AII-6).

Tabla AII-1	Coord. (en m)	
	E	N
Punto A	111,48	323,35
Punto B	350,84	385,26
Punto C	476,24	260,29
$\alpha = 69^{\circ}17'43''$		
$\beta = 43^{\circ}19'16''$		

Figura AII-6.

Resolución

Se calcularán primero los lados AB y BC (aplicando el teorema de Pitágoras) y los acimuts \hat{f}_A^B y \hat{f}_B^C .

$$AB = \sqrt{239,362 + 61,912} = 247,24$$

$$BC = \sqrt{125,42 + 124,972} = 177,04$$

$$\hat{f}_A^B = \arctg(\Delta EAB / \Delta NAB) = 75^{\circ}29'54''$$

$$\hat{f}_B^C = \arctg(\Delta NBC / \Delta EBC) + 90 = 134^{\circ}54'06''$$

Conociendo los acimuts \hat{f}_{AB} y \hat{f}_{BC} , el ángulo B resulta:

$$B = 180 - (\hat{f}_B^C - \hat{f}_A^B)$$

$$B = 120^{\circ}35'48''$$

por lo tanto $Z = A + C = 360^{\circ} - (120^{\circ}35'48'' + 69^{\circ}17'43'' + 43^{\circ}19'16'') = 126^{\circ}47'12''$

siendo la sumatoria de los ángulos internos del polígono ABCD = $360^{\circ} ((n-2) 180^{\circ})$.

en tanto que $K = AB \operatorname{sen} b / BC \operatorname{sen} a$

$$K = 247,24 \operatorname{sen} 43^{\circ}19'16'' / 177,04 \operatorname{sen} 69^{\circ}17'43''$$

$$K = 169,63 / 165,61 = 1,0243$$

aplicando la fórmula (1)

$$A = \arctg(\operatorname{sen} Z / (K + \cos Z)) = 62^{\circ}01'14''$$

por lo tanto C:

$$C = 360 - (A + B + a + b) = 64^{\circ}45'59''$$

En el triángulo ADB, el ángulo

$$B1 = 180^{\circ} - (A + a) = 48^{\circ}41'03''$$

Por lo tanto, aplicando el teorema del seno, el lado

$$AD = \operatorname{sen} B1 AB / \operatorname{sen} \alpha = 198,52$$

Conocido el ángulo A, el acimut \hat{f}_A^D es:

$$\hat{f}_A^D = \hat{f}_A^B + A = 137^\circ 31' 08''$$

entonces

$$\Delta E_A^D = \text{sen } \hat{f}_A^D \text{ AD} = 134,07$$

$$\Delta N_A^D = \text{cos } \hat{f}_A^D \text{ AD} = -146,41$$

Por lo tanto las coordenadas de D serán:

$$ED = EA + \Delta E_A^D = 111,48 + 134,07 = 245,55$$

$$ND = NA + \Delta N_A^D = 323,35 + (-146,41) = 176,94$$

Anexo III

Lectura de distancia reducida y desnivel en alidadas con Arco Beaman y autoreductoras

Horacio Echeveste

Arco Beaman

Para facilitar el cálculo de las distancias reducidas y desniveles, la mayoría de las alidadas no autoreductoras poseen un par de escalas graduadas marcadas en el mismo disco de cristal donde están grabados los valores de los ángulos verticales que permiten calcular la distancia horizontal y el desnivel, en función del ángulo vertical y la distancia taquimétrica.

La alidada Hilger & Watts (Fig. AIII-1) es una de las que posee Arco Beaman.

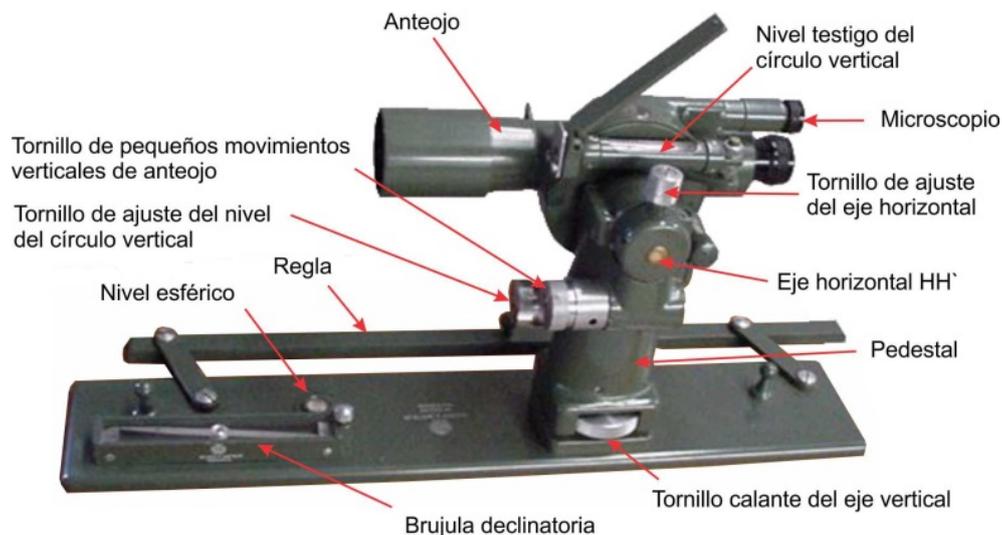


Figura AIII-1. Partes principales de la Alidada Hilger & Watts, Modelo 6200-A100.

En la figura AIII-2 se ilustra una vista del microscopio de la alidada Hilger & Watts de la figura AIII-1. En el rectángulo superior se lee el valor del ángulo vertical, en este caso, 4° (positivo, por arriba del horizonte). En los rectángulos intermedio e inferior se leen los factores V y H usados para calcular el desnivel y la distancia horizontal.

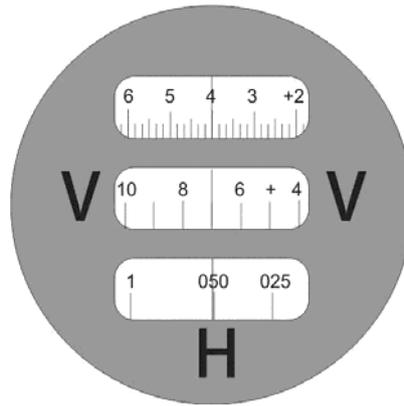


Figura AIII-2. Microscopio del círculo vertical de la alidada Hilger & Watts, con las dos ventanas inferiores del arco Beaman.

Cálculo del desnivel

El factor V, usado para calcular el desnivel, representa el $\frac{1}{2} \text{ sen } 2\alpha \cdot 100$, que multiplicado por el intervalo entre el hilo superior e inferior que se lee en la mira, da el valor del desnivel.

En el caso de la figura 8-3 para 4° de valor angular el valor V es 7 ($\frac{1}{2} \text{ sen } 8^\circ \cdot 100$); si por ejemplo el intervalo leído en la mira es de 0,8 m, el desnivel entre la estación de la plancheta y la mira es de 5,6 m (apuntando a la altura del aparato) según la fórmula:

$$\Delta h = (H_s - H_i) V = (0,8 \text{ m}) 7 = 5,6 \text{ m}$$

Los valores V (y H) del arco Beaman son divisiones exactas. Cuando se visa la mira apuntando a la altura del aparato, lo más probable es que el índice de la ventana V no coincida con una división Beaman exacta, entonces se debe subir o bajar el anteojo hasta hacer coincidir el índice con la división V de arco Beaman más cercana, consignando la nueva posición del hilo medio en la mira. El desnivel Δh es entonces:

$$\Delta h = (H_s - H_i) V + (aa - h\frac{1}{2})$$

Siendo aa la altura del aparato y $h\frac{1}{2}$ la nueva posición del hilo medio con división exacta V de arco Beaman.

Calculo de la distancia reducida

En el rectángulo inferior se lee el factor H del arco Beaman que multiplicado por el intervalo entre los hilos superior e inferior de la mira da el valor en centímetros que hay que restar a la distancia taquimétrica para obtener la distancia horizontal D. En el ejemplo de la figura 8-3, a la distancia taquimétrica de 80 m ($0,8 \text{ m} \times K = 80 \text{ m}$, siendo K la constante multiplicativa 100) se le resta 40 cm (producto de multiplicar 80 cm por 0,5) por lo que la distancia horizontal D es de 79,6 m.

$$D = ((H_s - H_i) K) - ((H_s - H_i) H) = (0,8 \text{ m } 100) - (0,8 \text{ m } 0,5) = 80 - 0,4 = 79,6 \text{ m}$$

$$\text{o } D = (H_s - H_i) (K - H) = 0,8 \times 99,5 = 79,6 \text{ m}$$

En el caso de que el valor H no coincida con una división exacta, se debe usar el más cercano.

Alidadas autorreductoras

En las alidadas autorreductoras los hilos estadimétricos son curvos y se desplazan lateralmente cuando el anteojo se mueve hacia arriba o hacia abajo en el plano vertical. Estos instrumentos, por ejemplo la alidada Kern Aarau (Fig. AIII-3), dan directamente la distancia y el desnivel de un punto a otro, en el caso del desnivel, utilizando una constante.



Figura AIII-3. Alidada autoreductora Kern Aarau RK 360.

El diagrama curvilíneo está grabado sobre un disco de cristal que gira alrededor de un centro situado fuera del anteojo y con un movimiento de giro dependiente del movimiento vertical del anteojo. El trazo vertical, la cruz central y los trazos estadimétricos están grabados sobre otra placa fija de cristal. El dispositivo muestra los trazos fijos y los diagramas autoreductores en forma simultánea, haciendo posible la puntería de la cruz central sobre la señal. En la figura AIII-4 se muestra un esquema de los hilos fijos (en negro) y los hilos curvilíneos móviles y las constantes para el cálculo del desnivel (en rojo) de la alidada.

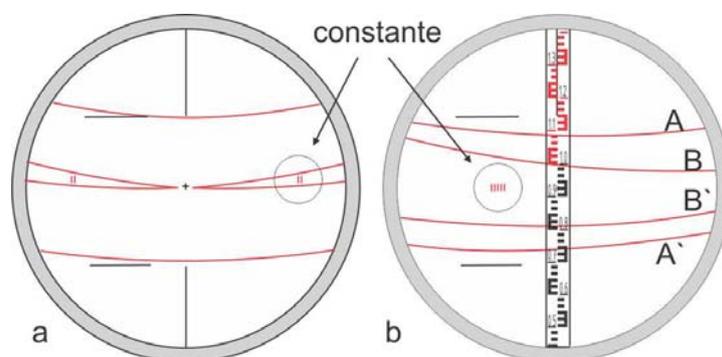


Figura AIII-4. Hilos estadimétricos de la alidada autorreductora Kern. a) En una visual horizontal. b) En una visual inclinada.

En la figura AIII-4a se ve la posición de los hilos estadimétricos en una visual horizontal. En la figura AIII-4b la posición de los hilos estadimétricos curvos se ha modificado en una visual inclinada. La distancia horizontal se lee entre los hilos A y A`:

$$d = (A - A') 100 \quad \text{En el ejemplo de la figura AIII-4b:}$$
$$d = (1,09 - 0,74) 100 = 35 \text{ m}$$

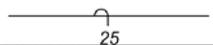
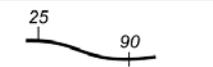
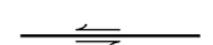
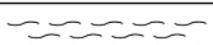
El desnivel resulta del producto de la diferencia entre los hilos intermedios B y B' por una constante que puede ser 20, 50 o 100, según sean los valores II, IIII o I que aparecen gravados entre los hilos; en el caso de la figura AIII-4b, la constante es 50 (IIII):

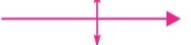
$$\Delta h = (B - B') \times \text{constante} \quad \text{En el ejemplo de la figura AIII-4b:}$$
$$\Delta h = ((1,00 - 0,81) 50 = 9,5 \text{ m}$$

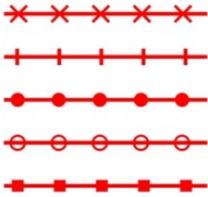
Anexo IV

Principales símbolos geológicos

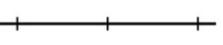
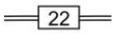
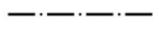
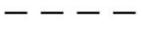
Horacio Echeveste

Contactos		
Contacto observado		Espesor de línea de 0,15 mm
Contacto de posición aproximada		Color negro
Contacto de posición aproximada supuesta		Letra Arial tamaño 8 pt
Contacto inferido		Números Arial cursiva tamaño 6 pt
Contacto mostrando la inclinación		
Contacto volcado mostrando la inclinación		
Contacto mostrando dirección y buzamiento de lineación		
Fallas		
Falla observada		Espesor de línea de 0,4 mm
Falla de posición aproximada		Color negro.
Falla de posición aproximada supuesta		Letra Arial tamaño 8 pt
Falla inferida		Números Arial cursiva tamaño 6 pt
Falla inferida supuesta		
Falla con nombre	<u>FALLA TORO</u>	
Falla mostrando la inclinación		
Falla mostrando dirección y buzamiento de lineación		
Falla normal observada		Las dos líneas (0,15 mm de espesor) sobre el bloque hundido
Falla de rumbo dextral		
Falla de rumbo sinistral		
Falla de empuje		Los dientes de sierra sobre el bloque del techo
Zona de cizalla		El espaciamiento puede variar para mostrar la intensidad de la cizalla

Diaclasas		
Diaclasa mostrando valor de inclinación		Espesor de la línea 0,15 mm
Diaclasa vertical		Color negro. Largo de la rastra 5 mm Números Arial cursiva tamaño 6 pt
Diaclasa horizontal		Círculo de 2,5 mm de diámetro
Pliegues		
Anticlinal de posición aproximada		Espesor de la línea 0,25 mm
Anticlinal de posición aproximada supuesta		Color 100% magenta
Anticlinal inferido		Números Arial cursiva tamaño 6 pt
Anticlinal inferido supuesto		
Anticlinal con eje busante		
Anticlinal con eje doblemente busante		
Anticlinal asimétrico		La flecha mas corta indica el flanco de mayor inclinación
Anticlinal volcado		Diámetro del semicírculo 2 mm
Anticlinal invertido		
Sinclinal observado		
Sinclinal de posición aproximada		
Sinclinal de posición aproximada supuesta		
Sinclinal inferido		
Sinclinal inferido supuesto		
Sinclinal con eje busante		
Sinclinal con eje doblemente busante		
Anticlinal asimétrico		La flecha mas corta indica el flanco de mayor inclinación
Sinclinal volcado		Diámetro del semicírculo 2 mm
Sinclinal invertido		
Monoclinal		
Antiforma menor con inclinación del plano axial		Números Arial cursiva tamaño 6 pt

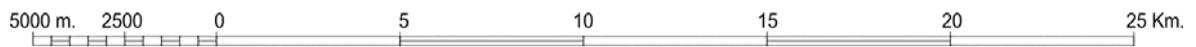
Estratificación		
Estratificación horizontal		Diámetro 2,5 mm
Estratificación mostrando acimut y dirección de inclinación		Espesor de línea de 0,15 mm. Color 100% negro Números Arial cursiva tamaño 6 pt Largo de la rastra 5 mm.
Estratificación mostrando el valor de inclinación		
Estratificación vertical		
Estratificación volcada mostrando el valor de inclinación		
Foliación en rocas metamórficas		
Foliación horizontal		Diámetro 2,5 mm
Foliación mostrando el valor de inclinación		Espesor de línea de 0,15 mm. Color 100% negro Números Arial cursiva tamaño 6 pt Largo de la rastra 5 mm.
Foliación vertical		
Lineación		
Lineación con valor de buzamiento		Espesor de línea de 0,15 mm Color 100% negro Números Arial cursiva tamaño 6 pt Largo de la rastra 5 mm
Lineación horizontal		
Lineación vertical		
Diques o vetas		
Dique observado		Espesor de línea de 0,4 mm Color 100% rojo Letra Arial tamaño 8 pt Números Arial cursiva tamaño 6 pt
Dique de posición aproximada		
Dique con nombre		
Otras rastras de diques o vetas		

Principales símbolos cartográficos

Autopista		Espesor de la rastra 1 mm Líneas negras de 0,1 mm
Camino pavimentado		Espesor de la rastra 0,6 mm Líneas negras de 0,2 mm
Camino consolidado		
Camino de tierra		
Huella		Espesor de la rastra 0,5 mm Líneas de 0,1 mm
Ferrocarril		Línea 0,3 mm, transversales de 0,2 mm separadas 10 mm
Ruta nacional		Ancho 4,5 mm alto 3,5 mm. Línea de 0,2 mm. Fuente Arial 6 pt
Ruta provincial		Ancho 4,5 mm alto 2,5 mm. Línea de 0,2 mm. Fuente Arial 6 pt
Pirca		Ancho de la rastra 0,5 mm Línea de 0,1 mm
Edificio		Cuadrado de 0,8 por 0,8 mm
Mina, cantera		Martillos de 3,5 mm de largo. Líneas de 1 mm
Pozo de petróleo o gas		Diámetro: 1,2 mm
Límite internacional		Líneas 0,4 mm por 3 mm de largo. Punto 0,4 mm
Límite Inter provincial		Líneas 0,3 mm por 3 mm de largo. Punto 0,3 mm
Límite de Partido		Líneas 0,3 mm por 2,5 mm de largo. separadas 1,5 mm
Capital de Nación		Diámetros: 4,8 / 3 / 2 mm Líneas de 0,15 mm
Capital de Provincia		Diámetros: 3 / 1,4 mm Líneas de 0,15 mm
Cabecera de partido o departamento		Diámetros: 2,5 / 1 mm Líneas de 0,15 mm

Marca Trigonométrica		Lados de 2,5 mm, punto de 0,3 mm Línea de 0,15 mm
Pilar de Acimut		Diámetros: 1,4 / 0,3 mm, largo de la flecha 4 mm. Líneas de 0,15 mm
Punto acotado 1) de mayor altura		Punto de 0,3 mm Rectángulo de 4 mm de alto
Marca Altimétrica		Diámetro: 1,4 mm Líneas de 0,1 mm
Corriente de agua perenne		Líneas de 0,15 mm
Corriente de agua intermitente		
Laguna perenne		
Laguna intermitenteperenne		

Escala gráfica



Anexo V

Sistemas de Información geográfica (GIS - SIG)

Luciano López

Introducción

Un Sistema de Información Geográfica -SIG, o GIS de la sigla en inglés-, es un sistema informático que reúne, organiza, maneja, analiza, elabora y presenta datos geográficamente localizados, a partir de diferentes fuentes. Los mapas elaborados en GIS tienen la característica de ser dinámicos a diferencia de los mapas en papel.

Geográfica: esto es debido a que el GIS, si bien acepta otro tipo de información, se caracteriza por utilizar información referenciada geográficamente en el espacio. Los objetos representados pueden ser naturales o antrópicos y pueden ser objetos físicos como también de otra índole como cultural, económico, demográfico, etc.

Información: Los GIS pueden analizar y representar grandes volúmenes de información a partir de la distribución espacial de los objetos y de los atributos que posean estos objetos. Estos atributos están almacenados en una base de datos editable.

Sistema: esto es debido a que los componentes del GIS son desagregados en unidades más simples, pero analizadas conjuntamente, de manera integral o sistémica. Para ello el programa utiliza complejos algoritmos matemáticos para la integración y manejo de datos.

Los Sistemas de Información Geográfica son herramientas fundamentales para las Ciencias de la Tierra ya que se utilizan para administrar y visualizar todo tipo de información que tenga una representación en el espacio. De esta manera son herramientas que no solo permiten construir mapas digitales, sino que también realizar análisis y modelados estadísticos y geoes-tadísticos de variables regionalizadas.

De esta manera los GIS son herramientas esenciales para estudios ambientales, de planeamiento urbano, exploraciones mineras y petroleras, administración de redes de servicios públicos, manejo de bosques, etc. Constituyen una herramienta poderosa no solo para la geología sino también para todas las ciencias naturales y los sistemas de gestión.

Existen numerosos programas informáticos que permiten la creación y el manejo de este tipo de bases de datos, uno de los más populares, por su versatilidad y alto desempeño, es la suite ArcGIS desarrollada por la compañía estadounidense ESRI. Otros sistemas de información geográfica que se pueden encontrar en el mercado son MapInfo, Open-GIS, etc.

Si bien el origen conceptual del GIS se remonta hasta mediados del s. XIX, en el s. XX el trabajo con capas con diferente información se vuelve una práctica frecuente, comúnmente mediante la utilización de papel transparente donde cada papel actuaba como una “capa” con diferente información, no es sino hasta el desarrollo informático del GIS donde se desbloquea la total capacidad de los GIS. El primer GIS informático aparece en Canadá, desarrollado a principios de los ´60s por Roger Tomlinson. Este desarrollo es pionero y se considera oficialmente como el nacimiento del GIS, siendo Tomlinson conocido popularmente desde entonces como el padre del GIS.

Tipos de GIS

Esencialmente existen dos tipos de GIS, aquellos que permiten al usuario visualizar información y realizar algunas operaciones con la base de datos y aquellos en los que podemos editar la información.

Visualizadores: Es estos sistemas el usuario genera consultas sobre la base de una serie de parámetros predefinidos que deben estar cargados en los atributos del GIS, el programa procesa la consulta y elabora una respuesta. Un ejemplo sencillo es realizar una consulta de cómo y cuánto se demora para llegar desde “A” hasta “B” en el Google Maps. El programa presenta un entorno muy sencillo, pero se sustenta sobre una compleja base de datos, donde tiene cargados las calles, los sentidos de dirección, velocidades máximas, los tipos de calles (calles, avenidas, autopistas, etc.), asimismo contiene los recorridos de las líneas de colectivos, las paradas, tiempos de recorrido, etc. De esta forma brinda con rapidez recorridos y tiempos de acceso en diferentes medios de transporte.

Editores: En estos sistemas el usuario es capaz de cargar información tanto gráfica como en la base de datos. Las bases de datos pueden ser simples con un atributo por rasgo (ej. en una capa de litología donde el atributo sea el nombre formacional) o pueden contener un gran número de variables (ej. una muestra de agua, contiene la geoquímica, temperatura, salinidad, pH, etc.). Existe un gran número de software que permiten elaborar un GIS. Algunos de ellos son de carácter open source como el Quantum GIS (QGIS) y el GvSIG. Sin embargo las dos empresas que lideran actualmente el mercado de los GIS son ESRI ArcGIS y MapInfo. Las consultas realizadas a un GIS pueden ser gráficas o de datos.

Tipos de datos manejados por arcgis: vectores, rasters y tablas

Los archivos tipo Raster (Figura AV-1), son aquellos donde la información se encuentra almacenada mediante pixeles. Como se mencionó en el apartado referido a las imágenes satelitales, cada pixel es una unidad espacial que posee un valor numérico para expresar una propiedad a partir de un color. En el caso de las imágenes satelitales los pixeles poseen un único valor que puede representar desde la cantidad de luz reflejada (imagen), la altura (DEM), el contenido en un determinado

A los archivos vectoriales se le asocia una base de datos que incorpora información adicional sobre ellos (siendo inseparables uno del otro). Esta información asociada a los elementos vectoriales se la conoce como atributos. Estos atributos pueden ser de texto general (alfanumérico), numérico o temporal (fechas). Un ejemplo de esto sería una capa de polígonos representando a la litología, donde la base de datos incorpore su información composicional, edades, cantidad de muestras, etc.

Los archivos vectoriales presentan la realidad como entes discretos, mientras que la información Raster la divide en celdas cuadradas donde cada unidad es un pixel que representa un segmento de la realidad (Fig. AV-3).

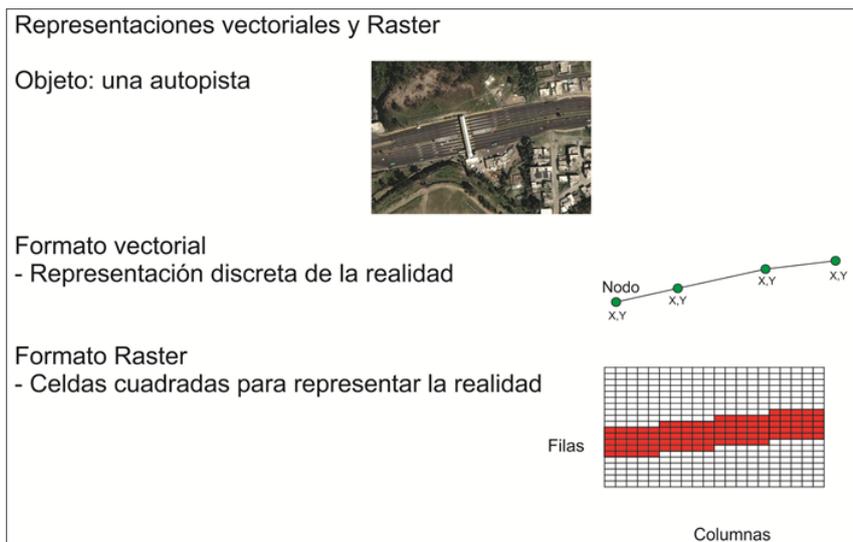


Figura AV-3. Diferencias entre formato raster y formato vectorial. Fuente ESRI

La mayoría de los programas de GIS permiten la conversión entre los formatos vectoriales y raster (Fig. AV-4). En ocasiones, el primer paso de un trabajo consiste en la digitalización de la información raster (Ej. un mapa de la bibliografía), en información vectorial. A su vez, es muy usual que el resultado final de nuestro mapa vectorial lo exportemos en formato Raster (jpg, tiff, etc).

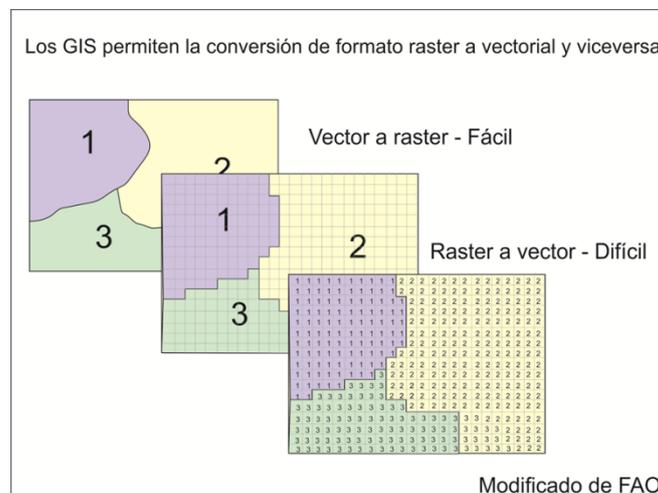


Fig. AV-4. Conversión entre distintos formatos de información

Finalmente, dentro de un GIS también se pueden incorporar **Tablas** de datos, que si bien, pueden no poseer representación gráfica dentro de un mapa, permiten incorporar información adicional a la base de datos (Fig. AV-5).

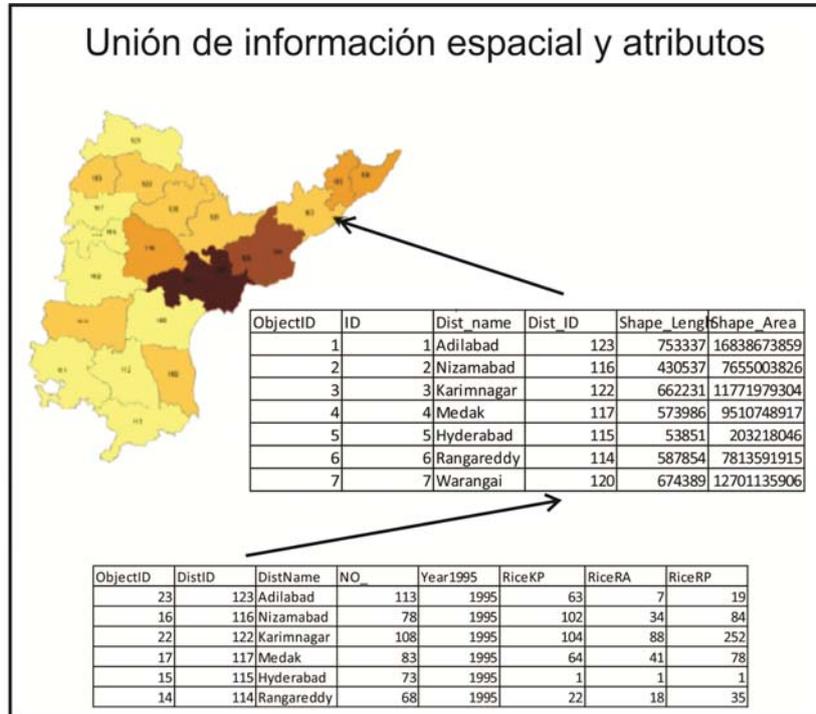


Fig. XVI-5. Unión de tablas con datos con información espacial

Trabajo En Capas

Una de las características distintivas de los GIS es el trabajo en capas. Si bien esta organización de la información no es exclusiva de los GIS (actualmente la mayoría de los software de imágenes como Photoshop, Corel Draw o Autocad utilizan las capas), es en los GIS donde se logra una real vinculación entre cada una de las capas. Cada una de estas capas representa una unidad conceptual de información, estas capas puede ser información contenida en archivos Raster o en archivos vectoriales.

Capas en Geología

En un mapa geológico es común encontrar una gran variedad de capas, un ejemplo de un mapa geológico puede contener el siguiente listado (obviamente esta lista no es completa ni restrictiva):

- Caminos y rutas
- Asentamientos

- Hidrografía
- Topografía
- Geomorfología
- Suelos
- Litología
- Fallas
- Pliegues
- Rumbo e inclinación de estratos
- Modelo de Elevación Digital (DEM)
- Mapa Base, Imágenes satelitales/ Fotos Aérea (RASTER)

Estructura del gis

Abordaremos la estructura del software ESRI ArcGIS, debido a que es uno de los programas pioneros en el desarrollo de los GIS y uno de los que tiene mayor distribución en la actualidad.

La información soportada por el programa será raster (generalmente imágenes en formato jpg, bmp, tif, etc), vectores (shapefiles o geodatabase) y tablas (xls, xlsx, db4, etc.). Algo a tener en cuenta es que cada shapefile está conformado por un número variable de archivos que cada uno “construye” al shapefile. Por ejemplo para un solo shape la información de cada nodo de una línea, está contenido en un archivo, el sistema de coordenadas en otro, la información de los atributos en otro. De esta forma cada shape puede tener hasta casi una decena de archivos. Para los archivos raster ocurre algo similar, la información esta segmentada en una serie de archivos (la imagen cruda, la georreferencia, las pirámides, etc.)

El ArcMap es el entorno principal del ArcGIS. Permite la visualización y edición de la información. La información se organiza en capas que pueden encenderse/apagarse, moverse, etc. Aquí se encuentran las herramientas de dibujo y edición que permiten cargar los datos a la base de datos.

El ArcCatalog es similar al explorador de Windows y permite gestionar adecuadamente la información utilizada en un GIS, con funciones como navegar en las carpetas y crear nuevas, así como también crear, copiar, pegar, borrar o mover shapes. Cuando se utiliza un GIS es importante utilizar el ArcCatalog en lugar del explorador de Windows, debido a que en este último un único shape es visualizado como una gran serie de archivos individuales, si alguno de estos archivos es borrado o movido la información no aparecerá apropiadamente. Además ArcCatalog aporta una serie de herramientas útiles de conversión de archivos y permite especificar el sistema de coordenada de los shapes, entre otras funciones.

ArcToolbox contiene una gran variedad de herramientas para el análisis de la información cargada en el proyecto.

ArcScene es un visualizador tridimensional. El entorno es similar el ArcMap, donde se puede cargar información en capas. Lo usual es cargar alguna capa que contenga información

topográfica (curvas de nivel, DEM, TIN) y luego transferir esta información a otras capas como shapes o imágenes.

Sistemas de coordenadas

Los datos cargados en un GIS deben poder superponerse espacialmente de forma coherente, por lo tanto es preciso que todas las capas de información (vectores y raster) posean el mismo sistema de coordenadas. Como ya se ha visto anteriormente, el sistema de coordenadas consta de dos parámetros, el Datum y el sistema de proyección cartográfica.

El Datum define el elipsoide que elegimos para representar a la Tierra y en qué punto será tangente con ella. Hay una gran variedad de Datums, pero los más utilizados en Argentina son Campo Inchauspe '69, que es el que antiguamente utilizaba el IGN y por lo tanto muchas cartas lo utilizan, y el WGS'84, que es el nuevo Datum que utiliza el IGN. La ventaja de este último es que es de escala global. La materialización en el terreno del sistema referencia oficial del país es la red POSGAR establecida en el año 1994, y actualizada en los años 1998 y 2007.

El sistema de proyección cartográfica surge de la imposibilidad de representar una esfera sobre un plano, sin que exista deformación. Por lo tanto se establecen diferentes tipos de sistemas que buscan limitar esta deformación. En la cartografía Argentina el más común es el sistema de proyección Gauss Krüger, sin embargo en los últimos años la tendencia es a utilizar un sistema de proyección global, el sistema UTM o *Universal Transversal Mercator*.

Por lo expuesto, es necesario establecer de antemano cual será el sistema de coordenadas con el que se creará el GIS sobre el cual se va a trabajar, por ende, cada una de las capas con las cuales se trabaja debe tener el mismo sistema de coordenadas. En cuanto a la información Raster generalmente las imágenes ya cuentan con una referencia espacial. El GIS cuenta con herramientas para re-proyectar, es decir transformar la información desde un sistema de coordenadas a otro, tanto *rasters* como *shapes*. El sistema de coordenadas de datos en ArcMap puede ser diferente del sistema de coordenadas nativo de las fuentes de datos representadas por las capas que se muestran en el marco de datos. En este caso, ArcMap proyecta (al vuelo) estas capas al sistema de coordenadas del marco de datos. Esta función se utiliza principalmente para visualización de información proveniente de otro sistema de coordenadas. Sin embargo al editar capas con un sistema de coordenadas distinto pueden ocurrir errores como problemas de precisión o de alineación.

Los autores

Coordinador

Echeveste, Horacio

Doctor en Ciencias Naturales (orientación Geología), Licenciado en Geología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Especializado en Geología de Yacimientos. Profesor Titular de Levantamiento Geológico, Facultad de Ciencias naturales y Museo. Publicaciones: - Echeveste, H.J., López, L. M., Rodríguez, E. y Recio, C. Alteración hidrotermal en el yacimiento epitermal Manantial Espejo, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 73 (3): 369-387. 2016. ISSN 0004-4822. - Fernández, R.R., Tessone, M.O.R., Echeveste, H.J., Moreira, P. y Carlini, M. Geología y mineralización del área "Estancia San Pedro", Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 73 (3): 388-404. 2016. ISSN 0004-4822. - Echeveste, H.J., López, L. y Carlini, M. Geology of the Manantial Espejo Epithermal District, Deseado Massif, Patagonia Argentina. *Journal of Maps*, Vol. 12, (Sup.1): 172-177. 2016. Online ISSN: 1744-5647. Director de proyectos de investigación relacionados a geología de yacimientos de minerales metalíferos. Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.

Autores

González, Pablo Diego

Doctor en Ciencias Naturales (orientación Geología), Licenciado en Geología, Facultad de Ciencias naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. González, Pablo Diego Especializado en Petrología Ignea y Metamórfica. Profesor Titular de Petrología Igneo-Metamórfica y Práctica Profesional Supervisada (Grado), Universidad Nacional de Río Negro; y de Petrología (Post-grado), del Cuerpo Académico de la Carrera del Doctorado, Mención Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional de Río Negro. Publicaciones: - González, P.D. Cávana, M. C., 2014. Geology of the Anecón Grande area, Patagonia (Río Negro), Argentina. *Journal of Maps*. 10 (3), 402-408, DOI: 10.1080/17445647.2013.877403. - Greco, G., González, Pablo D., González, S., Sato, A.M., Basei, M., Tassinari, C., Sato, K., Varela, R., Llambías, E., 2015. Geology, structure and age of the Nahuel

Niyeu Formation in the Aguada Cecilio area, North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 62, 12-32. - González, P. D. 2015. Textura de los cuerpos ígneos. En: Llambías, E. J.: "Geología de los cuerpos ígneos". Edición Especial 70° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 31. 4ta. Edición. Capítulo 12, 167-195. Buenos Aires. Director de proyectos de investigación relacionados con mapeo y petrología de rocas de basamento metamórfico e ígneo. Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (Universidad Nacional de Río Negro-CONICET).

López, Luciano

Doctor en Ciencias Naturales (orientación Geología), Licenciado en Geología, Facultad de Ciencias naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Profesor Adjunto de Levantamiento Geológico, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Especializado en modelado tridimensional de depósitos minerales. Publicaciones: - López L., Echeveste H. 2012. Paragénesis mineral del depósito tipo Five Element Purísima-Rumicruz, Jujuy, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol 69 (4): 537-543. - López L., Jovic S., Guido D., Permuy Vidal C., Páez G., Ruiz R. 2015. Geochemical distribution and supergene behavior of Indium at the Pingüino epithermal polymetallic vein system, Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews*. Vol (64) 747-755. - Echeveste H., López L, Carlini M. 2016. Geology of the Manantial Espejo epithermal district, Deseado Massif, Patagonia Argentina, *Journal of Maps*, DOI: 10.1080/17445647.2016.1187676.

Páez, Gerardo Nestor

Doctor en Ciencias Naturales (orientación Geología), Licenciado en Geología, Facultad de Ciencias naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Investigador Adjunto del CONICET especializado en vulcanismo y su vinculación con yacimientos hidrotermales de oro y plata, con lugar de trabajo en el Instituto de Recursos Minerales (INREMI) y la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Jefe de trabajos prácticos de Petrología 1 (rocas ígneas) en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Director de proyectos de investigación relacionados a vulcanismo y yacimientos de oro y plata. Publicaciones destacadas: - Páez, G.N., Ruiz, R., Guido, D.M., Ríos, F.J., Subias, I., Recio, C., Schalamuk, I.B., 2016. High-grade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: The interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore genesis. *Ore Geol. Rev.* 72, 546–561. - D'Elia, L., Páez, G., Hernando, I., Petrinovic, I., Villarosa, G., Bilmes, A., Bodaño, M., Guzmán, S., Borzi, G., Serra Varela, S., Manzoni, C., Outes, V., Delménico, A., Balbis, C., 2014. Erupciones históricas del Volcán Tromen: Análisis geomorfológico y geocronológico en su sector Noroeste. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 71, 444–448. - Páez, G., Ruiz, R., Guido, D., Jovic, S., Schalamuk, I., 2010. The effects of K-metasomatism in the Bahía Laura Volcanic Complex, Deseado Massif, Argentina: Petrologic and metallogenic consequences. *Chem. Geol.* 273, 300–313.

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