



UNIVERSIDADE DA CORUÑA

Prácticas de GEOLOGÍA
Mapas Geológicos y Problemas



Jordi Delgado Martín
Francisco Padilla Benítez
Víctor Barrientos

Octubre 2010

E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos
Universidade da Coruña

Índice

Índice	1
0. Generalidades.....	3
0.1. Metodología de Trabajo.....	3
0.2. ¿Qué hacer con los Mapas sin Curvas de Nivel?	4
0.3. ¿Cómo se Indican los Contactos Geológicos?.....	5
0.4. Sobre los Cortes Geológicos.....	7
1. Mapas Geológicos y Topografía	8
1.1. ¿Qué es un Mapa Geológico?	8
1.2. ¿Cómo se Hace un Mapa Geológico?	10
1.3. ¿Qué es un Corte Geológico?	12
1.4. ¿Cómo se Construye un Corte Geológico?	13
1.5. Orientación de Planos y Líneas en Geología	16
1.5.1. Definiciones Básicas	16
1.5.2. Notación de Planos en Geología.....	21
1.5.3. Notación de Líneas en Geología	23
1.6. Elaboración del Corte Geológico	25
1.7. Tipos de Estructura en Mapas Geológicos	27
1.8. La Regla de la 'V'	27
2. Patrones Simples de Afloramiento: Predicción.....	30
2.1. Análisis de Discordancias	32
2.2. Elaboración de una Historia Geológica	32
3. Mapas Geológicos con Pliegues.....	36
3.1. Elementos Geométricos que Describen un Pliegue y otras Definiciones	36
3.2. Superficies Plegadas y Topografía	39
3.3. Reconocimiento de Pliegues en Mapas Geológicos	41
3.4. Consejos Prácticos para Analizar Mapas con Pliegues	41
4. Mapas Geológicos con Fallas	43
4.1. Elementos Geométricos en Fallas.....	44
4.2. Simbología en Mapas Geológicos para las Fallas.	47
4.3. Reconocimiento de Fallas en Mapas Geológicos	48

4.4. Planos de Falla y Topografía	49
4.5. Análisis de Mapas con Fallas Inclinas	50
5. Análisis Geométrico de Problemas Geológicos	53
5.1. Introducción	53
5.2. Dirección y Buzamiento de Capas	53
5.2.1. <i>Problema de los Tres Puntos</i>	53
5.2.2. <i>Buzamiento Aparente</i>	54
5.2.3. <i>Buzamiento Real</i>	56
5.3. Espesores y Profundidades de Capas	57
5.3.1. <i>Espesores</i>	57
5.3.2. <i>Profundidades</i>	60
5.4. Intersección de Planos	63
5.4.1. <i>Líneas de Intersección</i>	63
5.4.2. <i>Cabeceo de Líneas</i>	64
5.5. Problemas de Fallas	66
5.5.1. <i>Problema de la Capa Desplazada</i>	66
5.5.2. <i>Salto y Tipo de Falla</i>	67
Bibliografía	70
Apéndice 1. Tabla de Tiempos Geológicos	71
Apéndice 2. Tramas frecuentemente empleadas en Mapas Geológicos	75
Apéndice 3. Colección de Problemas Geológicos	76
Apéndice 4. Colección de Problemas de Suelos	114
Apéndice 5. Colección de Problemas de Ingeniería Geológica	120

0. Generalidades

Recomendamos encarecidamente leer el guión de las prácticas que sigue antes de empezar a trabajar en las mismas. Como preámbulo a cada una de las sesiones prácticas, el profesor a cargo de la misma realizará una breve explicación relativa a su desarrollo. Es importante que tengáis en cuenta que es posible que en dicha charla se expliquen menos conceptos de los recogidos en los guiones o bien podrán incorporarse algunos otros nuevos. Por ello, recomendamos seguir con atención las explicaciones y tomar las notas necesarias.

Las prácticas se consideran como tiempo de trabajo desarrollado por cada alumno en la asignatura de Ingeniería y Morfología del Terreno bajo la tutela de un profesor. En ese sentido, el profesor responderá cuantos aspectos relacionados con la práctica sean necesarios. Como quiera que el tiempo es limitado, aconsejamos a todos los alumnos que realicen por completo el conjunto de mapas y problemas propuestos, así como los que constituyen el cuadernillo de mapas adjunto al presente guión. Recordad asimismo que los profesores de la asignatura tienen a vuestra disposición unos horarios de tutoría que podéis aprovechar para resolver cualquier duda que pueda surgir (tanto en la parte teórica como en la práctica de la asignatura).

A continuación sigue una serie de recomendaciones generales a tener en cuenta, de forma general:

- ☐ La **escala** de cada uno de los mapas de práctica de la asignatura es de **1:10.000**, salvo que se indique otra.
- ☐ La **equidistancia** entre curvas de nivel **se expresa en metros** sobre el nivel del mar (m s.n.m.) salvo que, explícitamente, se indique otra cosa.
- ☐ Si no hay indicación expresa de la disposición de los puntos cardinales en un mapa, aplicaréis un criterio general en cartografía de acuerdo al cual la dirección que marca el norte geográfico, N, suele ser paralela al margen izquierdo del marco que alberga el mapa. De forma complementaria, las indicaciones toponímicas suelen estar orientadas de tal manera que, en una lectura normal (orientación E-W), el N se encuentra localizado en la parte inmediatamente superior.

0.1. Metodología de Trabajo

El trabajo específico a desarrollar sobre cada uno de los mapas de práctica será descrito en cada una de las sesiones. No obstante, esperamos que en cada uno de los mapas sigáis las pautas que os indicamos a continuación:

- ☐ En primer lugar, **estudiar detalladamente el mapa geológico objeto del problema**. Buscar las direcciones de capa y analizar su espaciado, paralelismo, divergencia/convergencia entre las mismas, etc. Es importante que, antes de proceder a las siguientes etapas de resolución del mapa, entendáis perfectamente el significado geométrico de dichas relaciones.
- ☐ En segundo lugar, **completar el mapa geológico con la simbología geológica más adecuada** a cada problema. En ese sentido, en la Figura 1 se recoge una serie de símbolos elementales, adecuados para describir la orientación de distintos tipos de planos y líneas (rumbo, dirección de

buzamiento, inmersión, cabeceo, etc.). Por otro lado, también es preciso que conozcáis la simbología correspondiente a los diversos tipos de contactos litológicos (relaciones de concordancia, discordancia o intrusión) o tectónico (fallas y sus tipos, movimiento relativo de bloques alrededor de fallas, plegamiento, etc.).

- ❑ En tercer lugar, **realizar cortes geológicos representativos de la zona cartografiada**. Es posible que, en algunas ocasiones, los cortes geológicos a realizar estén indicados sobre el propio mapa. No obstante, en la mayoría de los casos, será necesario que seleccionéis las direcciones de corte más convenientes de acuerdo al siguiente criterio: **el mejor corte es aquél que nos muestra la máxima información geológica de la zona cartografiada**. Por ello, si fuera preciso, deberéis realizar más de un corte geológico en cada mapa (por ejemplo, un corte principal seguido de uno o varios cortes auxiliares). Como norma general, los cortes geológicos perpendiculares a las estructuras geológicas son los más informativos. Lógicamente, ello no es contradictorio con lo anteriormente indicado. Debéis recordar también que las secciones geológicas (o cortes) deben ser orientadas, tanto en los extremos de la propia sección como en el mapa a partir del cual se realizan.
- ❑ En cuarto y último lugar, **elaborar la historia geológica de la zona cartografiada**. Ella deberá ser sintética y enunciada de forma ordenada. En la misma deberá quedar recogido todo aquello que pueda ser deducido de manera objetiva a partir de la observación y análisis de la totalidad del mapa geológico suministrado. Es fundamental que tengáis en cuenta que en la interpretación geológica debéis poner en juego todos vuestros conocimientos geológicos, no sólo relaciones geométricas. **La historia geológica abarca todo el mapa y no sólo los cortes geológicos**. Para enunciar la síntesis geológica, la forma más correcta es a través de ítems (puntos), es decir, mediante frases escuetas que describan adecuadamente cada uno de los eventos geológicos acaecidos, desde el más antiguo hasta el más moderno (o viceversa). Evitad la especulación en la interpretación y aplicad el criterio conocido como de la '*cuchilla de Ockham*', es decir, **la explicación más simple que satisfaga todas las observaciones es la mejor explicación**. Es conveniente que la historia geológica sea acompañada de una pequeña columna estratigráfica en la que quede reflejada la disposición de los materiales, tal y como la observaríamos si, hipotéticamente, efectuáramos un sondeo que cortara la serie completa o bien ésta quedase en un perfil vertical erosionado.

0.2. ¿Qué hacer con los Mapas sin Curvas de Nivel?

Los mapas sin curvas de nivel poseen una información topográfica limitada. Ello implica que no se puede alcanzar el mismo grado de precisión geométrica al realizar cortes geológicos o al resolver problemas geométricos: En los dos casos las cotas topográficas del terreno constituyen parámetros críticos. Su principal utilidad radica en familiarizarse en relación con los diferentes patrones de afloramiento geológico, así como con el desarrollo de criterios de decisión (dataciones relativas) y de interpretación geológica. No obstante, la ausencia total

de curvas de nivel no implica, necesariamente, una total incertidumbre respecto del conocimiento de las formas del terreno.

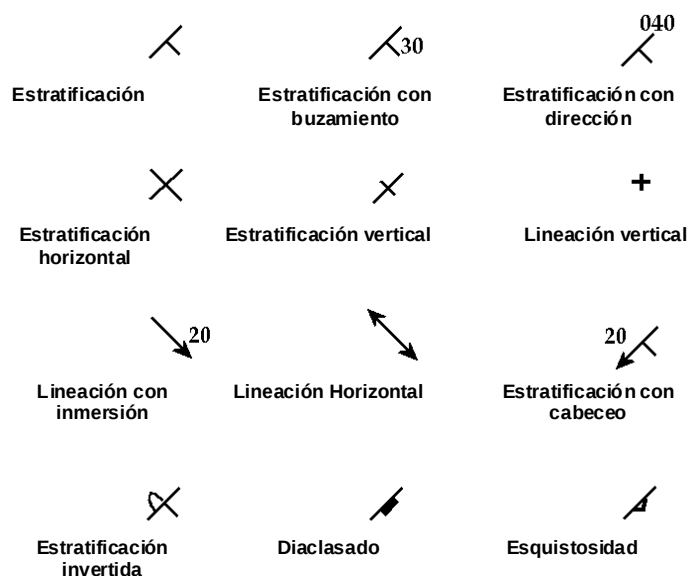


Figura 1. Simbología comúnmente empleada en cartografía geológica para representar distintos tipos de planos y líneas

La presencia de una red de drenaje constituye, a menudo, una valiosa información susceptible de ser analizada, al igual que lo pueden ser indicaciones relativas a elevaciones topográficas (cerros, montañas, etc.), etc. Con esos mínimos de información debemos ser capaces de perfilar la topografía del entorno sobre el que efectuaremos la sección geológica.

Otro aspecto que debe quedar claro en éste tipo de mapas es que, si no disponemos de curvas de nivel, no podemos obtener direcciones de capa. Así, la información simbólica referida a direcciones de capa y buzamientos de estratos que suele acompañar a los mapas geológicos deberá ser trasladada a los cortes **de forma aproximada**, aunque veraz. Nunca extrapoléis las direcciones de capa a partir de los símbolos geológicos que aparezcan en los mapas. **Recordad que estos mapas no son adecuados para hacer una interpretación geométrica precisa.**

Para finalizar, vale la pena recordar que existen criterios simples (el de la 'V' es un ejemplo de ello; será explicado más adelante) que pueden ser aplicables a éste tipo de mapa y nos ayudarán a identificar hacia donde buzán las capas, en ausencia de otras indicaciones.

0.3. ¿Cómo se Indican los Contactos Geológicos?

Muchas de las formaciones geológicas representadas en los mapas son de naturaleza sedimentaria. En algunos casos se trata de mapas litoestratigráficos (diferenciación de unidades geológicas de acuerdo a las diferentes litologías) mientras que otros son mapas cronoestratigráficos (agrupación de unidades geológicas de acuerdo a su edad, sin tener en cuenta los tipos de roca). En formaciones sedimentarias y metamórficas derivadas de rocas sedimentarias, el rasgo más característico de los contactos entre formaciones geológicas son las líneas que separan estratos. En un corte geológico la separación entre unidades

geológicas (ya sean por edad o por litología) deberéis realizarla con un trazo grueso. Además, mejoraréis la visualización del corte si acompañáis a las divisiones principales de una serie de líneas paralelas a aquellas ejecutadas con un trazo más fino.

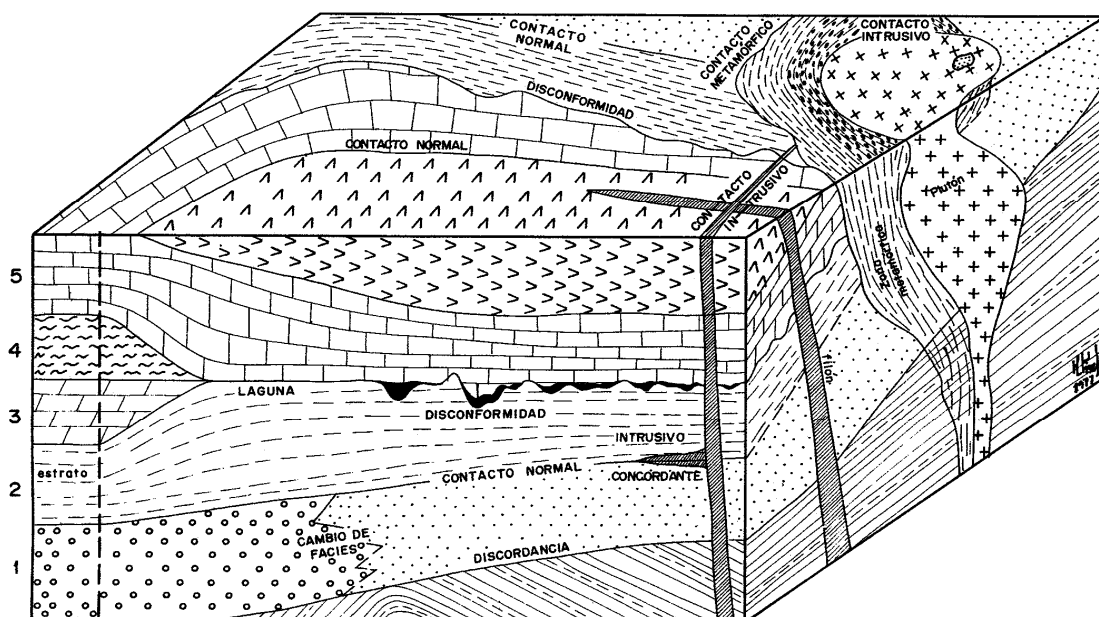


Figura 2. Bloque diagrama donde se resumen los principales tipos de contacto geológico. **Fuente:** Martínez Álvarez, J.A. (1989) Cartografía Geológica; Ed. Paraninfo; 477 pp.

Los **estratos** (ya sean de rocas metamórficas o sedimentarias) deben representarse, en general, mediante líneas paralelas con potencia (espesor) constante. No obstante, si del mapa se deducen criterios que indiquen que tal circunstancia no se cumple o bien que (de acuerdo a vuestro conocimiento geológico esa situación no se da) será admisible que los representéis de otra manera. Ejemplos de ausencia de paralelismo pueden encontrarse en zonas donde se aprecien cambios laterales de facies (es decir, zonas de transición en medios de sedimentación). Para representar adecuadamente esos contactos, habéis de recordar que podéis visualizar una formación sedimentaria como un diagrama tiempo (eje vertical) vs. distancia (eje horizontal) y que en los sistemas naturales, la ubicación de una zona de transición es función del tiempo. Ello implica que esos contactos deberán dibujarse como acúñamientos o digitaciones, según sea el caso.

Las **formaciones de origen volcánico** se representarán, en general, como estratos. Sin embargo, debéis recordar que muchas formaciones volcánicas (coladas de lava, depósitos piroclásticos, etc.) son discordantes sobre las formaciones infrayacentes (las que se encuentran por debajo). Por ello, a veces entre el techo y la base de la formación volcánica puede que no exista paralelismo (con el consecuente efecto sobre las direcciones de capa) y así debe constar en el correspondiente corte geológico.

Los **díques de rocas intrusivas** (lamprófidos, pórfidos, aplitas, etc.) se indicarán en los cortes, en general, mediante contactos secantes respecto de las formaciones geológicas que los encajan y sus hastiales (paredes) serán sub-paralelas. **Recordad que se trata de estructuras desarrolladas a favor de fracturas.** No obstante, también existen diversos tipos de formaciones

subvolcánicas, las cuales, aun sin haber extruído (salir a la superficie), pueden haber desarrollado morfologías estratiformes, quizás alimentadas por una chimenea en forma de dique. Tal es el caso de algunos mapas en los que aparecen, por ejemplo, doleritas.

Los **macizos ígneos** (batolitos, etc.) presentan planos de contacto extremadamente irregulares lo que hace imposible identificar su traza en profundidad, a través de la mera observación de su relación con la topografía superficial. En esos casos será de utilidad la información procedente de sondeos si es que se dispone de ella. Por las razones expuestas, los contactos de macizos ígneos se dibujarán de manera irregular, siempre y cuando respetéis el sentido común, en términos geológicos.

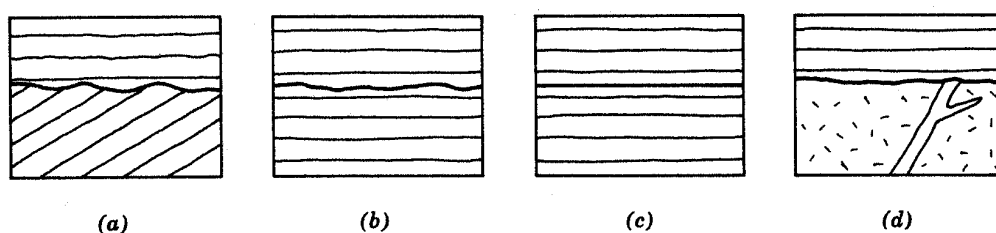


Figura 3. Principales tipos de discordancia entre formaciones geológicas. a) Discordancia angular; b) disconformidad; c) paraconformidad o hiato sedimentario; d) discordancia heterolítica o no-concordancia. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

Una última advertencia: Recordad que los contactos entre las formaciones geológicas que se observan en superficie (es decir, sobre el mapa) no indican necesariamente la posición de los contactos entre formaciones geológicas en el subsuelo. Ello es así, en particular, en el caso de aquellas basculadas que han sido recubiertas (discordantemente) por otros materiales más modernos.

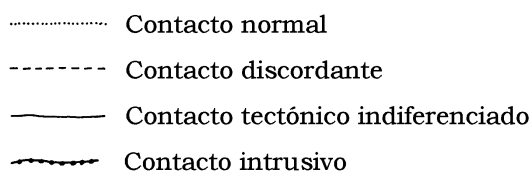


Figura 4. Símbolos frecuentemente empleados para indicar distintos tipos de contacto en mapas geológicos

0.4. Sobre los Cortes Geológicos

Como ya hemos indicado con anterioridad, los cortes geológicos constituyen un lenguaje que debe ser empleado con propiedad y claridad. Cada uno de los trazos debe ser interpretado de manera unívoca (**los cortes geológicos SON, en parte, interpretativos**) motivo por el cual, no debe haber incertidumbres en los mismos. De igual forma, han de ser internamente coherentes, es decir, no deben manifestar incongruencias dentro del mismo corte ni con el resto de cortes que pertenezcan al mismo mapa.

1. Mapas Geológicos y Topografía

El principal objetivo de las prácticas que vamos a realizar es el de mostrar una metodología de trabajo para el estudio e interpretación de mapas geológicos simples. Por ello, éste guión de prácticas no puede reemplazar el trabajo personal necesario para comprender todos y cada uno de los detalles implícitos en la interpretación de la cartografía geológica.

Los mapas geológicos no son otra cosa que modelos a escala reducida de la realidad. Por ello, como en cualquier modelo, en su elaboración han de realizarse una serie de concesiones (simplificaciones) que posibilitan un adecuado compromiso entre la legibilidad y la representatividad de las características geológicas destacables en la región estudiada.

Uno de los mayores problemas que se plantea a las personas no habituadas a trabajar con mapas geológicos es el hecho de que se trata de representaciones bidimensionales de una geometría que, en realidad, es tridimensional. La elaboración de los mapas geológicos pasa por una serie de operaciones que incluyen la proyección de los aspectos tridimensionales a fin de conseguir una representación plana, la cual encontramos impresa sobre el papel. Ello requiere que cada uno de vosotros debe desarrollar una *estrategia* particular para visualizar las relaciones geométricas que existen entre los diferentes planos (y líneas) geológicos así como entre ellos y la topografía. Para ayudar a desarrollar esta estrategia de visualización, os daremos una serie de pautas de actuación. No obstante, cada uno de vosotros habrá de buscar la fórmula que mejor se adapte a su circunstancia particular a fin de alcanzar el mejor conocimiento posible de la realidad geológica representada en los planos sobre los que trabajaremos.

Por último, debéis recordar que los mapas geológicos se construyen empleando un lenguaje gráfico y unas reglas. En el lenguaje oral y en el escrito empleamos combinaciones de letras (alfabeto), palabras (vocabulario), símbolos de puntuación (ortografía) y una serie de reglas de combinación (gramática). Igual sucede con el lenguaje matemático o con cualquier lenguaje de programación de bajo nivel (fortran, c, pascal, etc.). En el caso de los mapas geológicos, el *alfabeto* está constituido por una serie de símbolos convencionales a los cuales os debéis acostumbrar. El vocabulario está constituido por los distintos elementos geológicos (estratos, formaciones, cabalgamientos, fallas, pliegues, etc.). Por último, el equivalente a las reglas gramaticales se encuentra en las distintas restricciones impuestas por las relaciones geométricas, su relación con la topografía, así como por el *sentido común geológico*. Una vez se conoce el alfabeto, un mínimo vocabulario, y se respetan las '*reglas geométrico-geológicas*' es posible leer los mapas geológicos. De su adecuada lectura es posible extraer la historia geológica de, al menos, una parte de la Tierra.

1.1. ¿Qué es un Mapa Geológico?

Un mapa geológico es la representación, sobre un mapa topográfico, de los diferentes tipos de unidades geológicas que afloran en la superficie terrestre así como de sus respectivos contactos. Para distinguir las rocas se emplean diferentes tonalidades de colores. En un mapa geológico se reflejan también las

estructuras tectónicas (pliegues, fallas, etc.), los yacimientos de fósiles, aspectos hidrogeológicos (fuentes, red de drenaje, etc.), recursos minerales, etc.

Las unidades geológicas que aparecen en un mapa pueden haber sido agrupadas de acuerdo con variados criterios: edad común, mismo tipo de roca, mismo contenido de fósiles, igual permeabilidad, etc. Cada uno de estos mapas recibe un nombre especial.

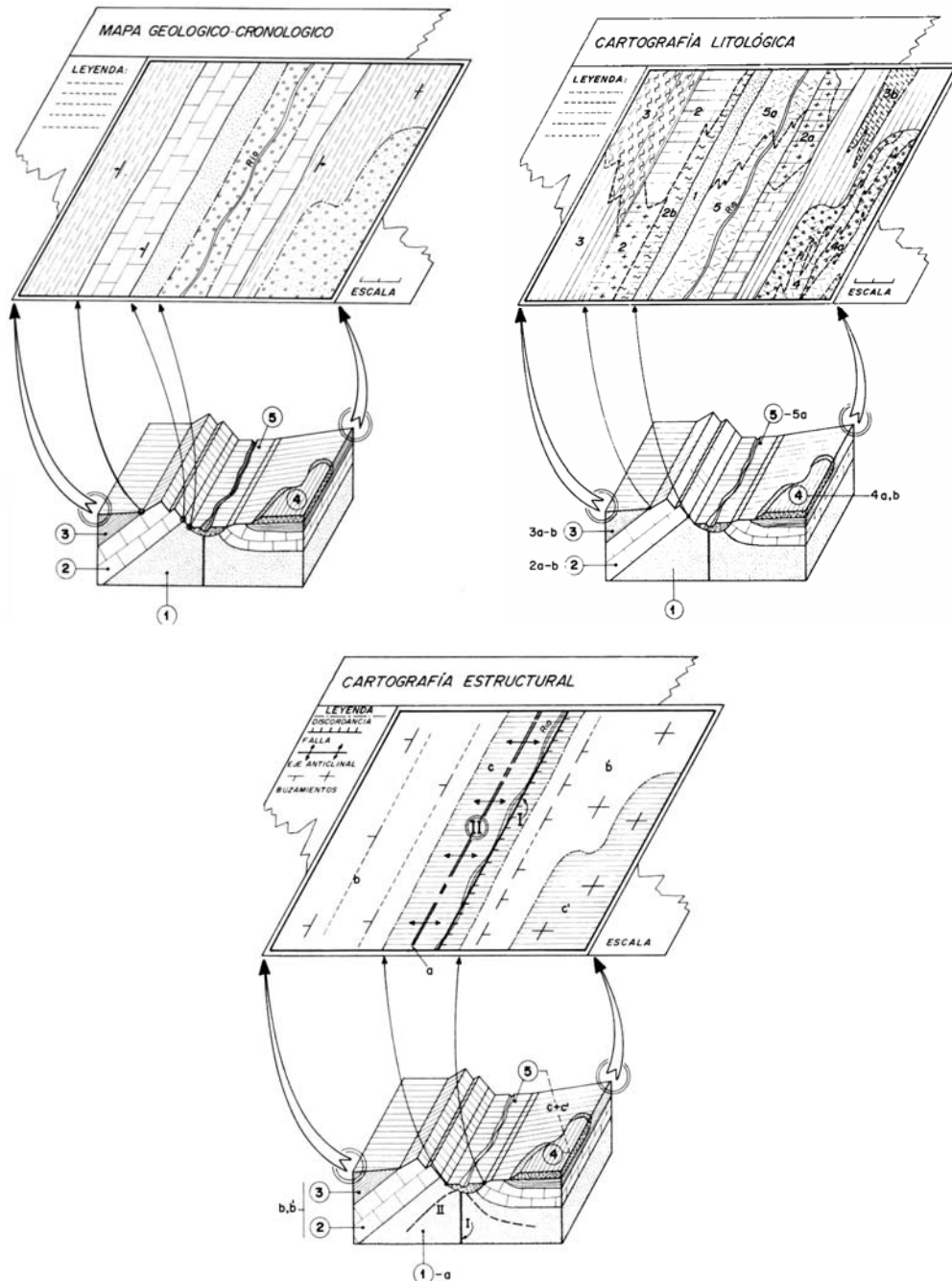


Figura 5. Arriba a la izquierda, ejemplo de mapa cronoestratigráfico y definición de unidades geocronológicas (unidades A (1a 3), B (4) y C (5). Arriba a la derecha, ejemplo de mapa litoestratigráfico y distinción de litologías, facies, etc. Abajo, ejemplo de mapa tectono-estructural.

Fuente: Martínez Álvarez, J.A. (1989) Cartografía Geológica; Ed. Paraninfo; 477 pp.

OBJETIVOS		BASES CARTOGRÁFICAS		CARTOGRAFÍA RESULTANTE		
CARTOGRAFIA GEOLOGICA FUNDAMENTAL	Representación de las características geológicas de la corteza aflorante, de acuerdo con "conceptos geológicos"	Representación objetiva	Procesos geológicos y su evolución en el tiempo	Locales	MAPAS CRONOLÓGICOS LOCALES	1
				Universales	MAPAS GEOCRONOLÓGICOS	
			Estádios de los procesos geológicos y su evolución en el tiempo	— Estádio litológico y genético	MAPAS LITOLÓGICOS	2
				— Estádio de deformación o estructural	MAPAS ESTRUCTURALES	3
		— Estádio de desmantelamiento y erosivo		MAPAS GEOMORFOLÓGICOS	4	
		Representación deductiva	Seccionamientos litológicos representativos		COLUMNAS GEOLÓGICAS	A
			Seccionamientos litológico-estructurales		CORTES GEOLÓGICOS	B
			Proyecciones de niveles geológicos especiales		ESQUEMA-MAPA DE ISOLÍNEAS	C
Proyecciones de zonas o ámbitos geológicos específicos			ESQUEMAS GEOLÓGICOS ZONALES	D		

Figura 6. Tipos de cartografía geológica convencional. **Fuente:** Martínez Álvarez, J.A. (1989) Cartografía Geológica; Ed. Paraninfo; 477 pp.

1.2. ¿Cómo se Hace un Mapa Geológico?

La elaboración de mapas geológicos es un trabajo muy especializado que requiere detallados reconocimientos del terreno. Los mapas geológicos, de acuerdo con la finalidad de la investigación, pueden ser elaborados con muy diferentes criterios (Figuras 5 y 6): Mejorar el conocimiento geológico general de una región (mapa geológico s.l.), distinguir tipos litológicos (mapas litoestratigráficos), agrupar formaciones geológicas por edades (mapas cronoestratigráficos), poner en evidencia zonas con un elevado riesgo geológico (mapas de riesgo), racionalizar el uso y explotación de los suelos (mapas de ordenación del territorio), etc. La metodología aplicada en la construcción de cada uno de ellos puede ser diferente si bien los aspectos de campo y de gabinete son comunes a todos ellos.

En los trabajos de campo, el geólogo realiza una serie de itinerarios buscando afloramientos, es decir, zonas expuestas en la superficie de la Tierra que permiten observar las características geológicas del subsuelo. Una vez encontrado un afloramiento, éste se sitúa sobre un mapa topográfico o bien sobre una foto aérea (Figura 7). Con la ayuda de las herramientas típicas del trabajo de campo (martillo, lupa, brújula), intenta identificar las rocas presentes en el afloramiento así como todas aquellas características útiles (fósiles, orientación de planos y lineaciones en las rocas, etc.) en la posterior identificación. Debéis saber que el trabajo de campo puede ser extremadamente duro por lo que, a menudo, se trabaja previendo que no se volverá más al afloramiento estudiado. Así, cualquier observación ha de ser minuciosamente documentada en una libreta de campo, esquematizada mediante gráficos adecuados, fotografiada si se considera necesario y muestreada si ello es indispensable.

Al final de los trabajos de campo, el mapa resultante no es otra cosa que una serie de manchas de color y símbolos dispersos sobre el mapa topográfico o en la foto aérea. Si la cartografía ha sido efectuada con rigor, se trata de un *mapa objetivo* de extraordinario valor, puesto que debiera ser independiente de la persona que lo haya realizado: Se reflejan tan sólo aquellas características verificables en cualquier momento por cualquier otro observador.

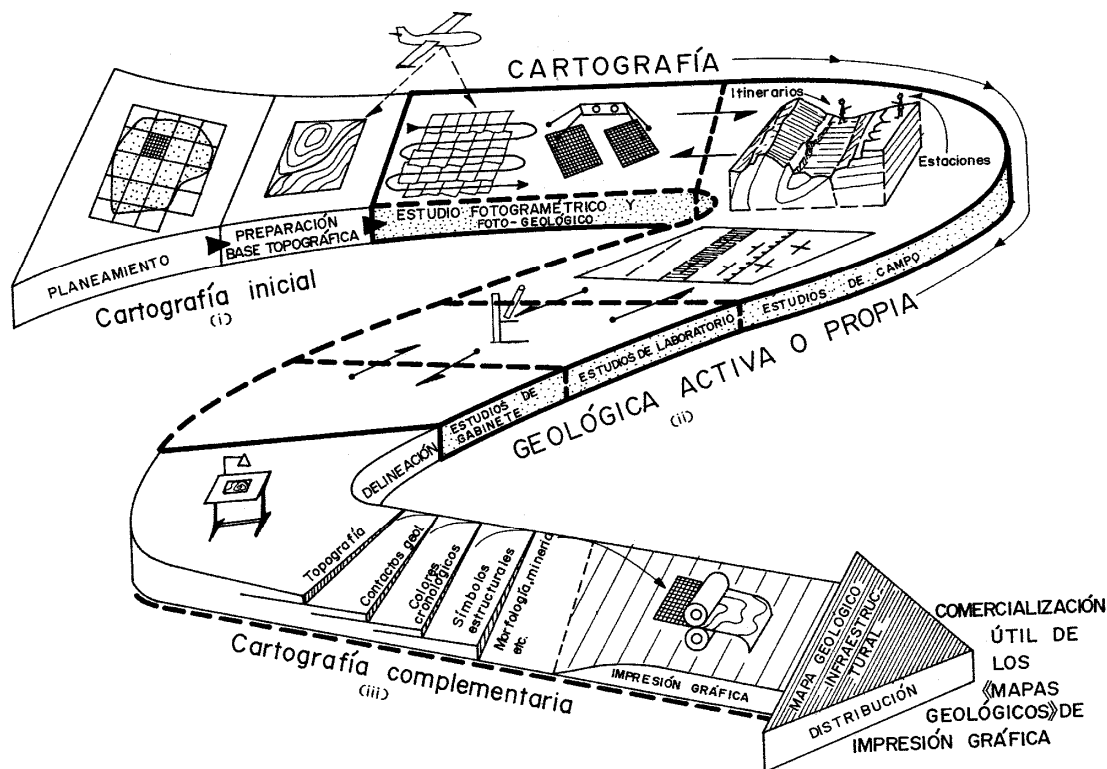


Figura 7. Esquema de realización de la cartografía geológica convencional. **Fuente:** Martínez Álvarez, J.A. (1989) Cartografía Geológica; Ed. Paraninfo; 477 pp.

El trabajo realizado en el campo y resumido como mapa objetivo debe ser complementado en el gabinete mediante la interpolación entre afloramientos separados. Cualquier técnica de interpolación introduce incertidumbre dado que se interpola para obtener información donde esta no ha sido tomada (por estar cubierto o inaccesible el terreno, por ejemplo). A diferencia de las interpolaciones matemáticas, la interpolación realizada en el gabinete por el geólogo se basa en la utilización de información obtenida mediante técnicas geofísicas directas (sondeos), indirectas (sísmica, magnetometría, gravimetría, etc.), en su propia experiencia, así como en el conocimiento geológico que posee de la región estudiada. El resultado final es un **modelo geológico** (un mapa) validado con la ayuda de los datos geofísicos y de campo. Los mapas finales poseen, por tanto, una cierta componente interpretativa.

¿Qué grado de verosimilitud puede tener una interpretación geológica? Es difícil responder a esa cuestión de forma simple. No obstante, podemos hacer una analogía matemática. Supongamos que hemos medido experimentalmente un par de puntos en la evolución temporal de una determinada variable física (p. ej., la temperatura en la superficie del capó de un coche en el aparcamiento de la Escuela). En un momento dado se nos puede requerir de expresar la evolución temporal de la temperatura mediante una función matemática (es decir, enunciar una 'ley') a fin de interpolar (o extrapolar) el valor de la temperatura en cualquier

momento. Si tan solo contamos con los dos puntos experimentales medidos, ¿Qué función empleamos? Obviamente, a través de dos puntos son susceptibles de pasar un gran número de funciones (una lineal, logarítmica, parabólica, etc.). Sin embargo, tan solo alguna de ellas tendrá un significado físico razonable. Si consideramos que el comportamiento real del sistema debe ser tal que debiéramos observar un comportamiento oscilatorio de la temperatura, reflejo de los ciclos térmicos diurnos y nocturnos naturales. Por ello, una elección razonable a efectos de enunciar la *ley* sería una función tipo seno. En la interpretación geológica sucede algo parecido. Si una región determinada está caracterizada por la presencia de pliegues, en la interpretación geológica que hagamos de otra adyacente, habremos de considerar los pliegues en la interpretación. Ello no implica, en absoluto, que esta sea la mejor y única solución posible. Ahí es donde adquiere valor la experiencia del profesional.

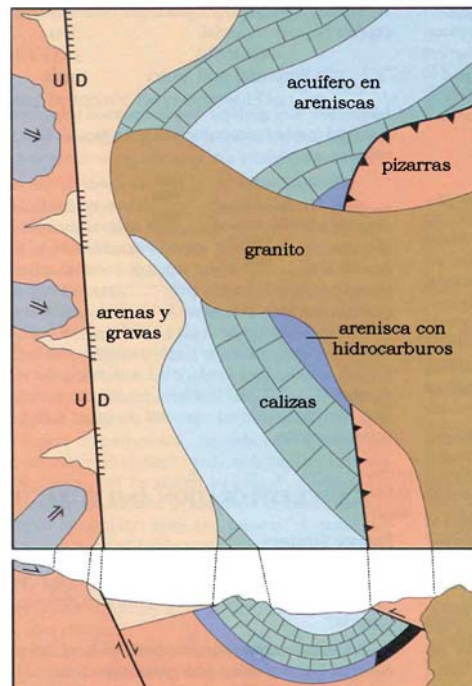


Figura 8. Mapa geológico simplificado y corte geológico realizado en el extremo inferior del mismo. **Fuente:** U.S. Geological Survey, modificado

1.3. ¿Qué es un Corte Geológico?

Es la interpretación gráfica, en un plano vertical, de la estructura geológica del subsuelo. Para construirlo hace falta situar sobre un perfil topográfico, los datos geológicos que se observan sobre el mapa a lo largo de la sección considerada: los tipos de roca, el buzamiento (dirección y ángulo de inclinación), la potencia (es decir, el espesor de las capas), los tipos de contacto, las estructuras tectónicas, así como toda aquella información que se disponga referente al subsuelo (pozos petrolíferos, perfiles sísmicos, etc.).

Hay que recordar que un corte geológico se representa sobre un mapa mediante una línea: Es una característica unidimensional ($[X_1, Y_1], [X_2, Y_2]$) sobre una representación bidimensional (XY). No obstante, los cortes adquieren la bidimensionalidad al considerar una nueva coordenada: la profundidad respecto de la superficie topográfica (Z). Por tanto, todos los contactos que aparezcan en el corte, estarán localizados sobre la superficie topográfica del mismo o bien

quedarán reflejados sobre el mapa. De igual manera, todo aquello que queda fuera de la línea de corte, no pertenece a la sección vertical considerada y, por tanto, no tienen porque aparecer en el mismo.

1.4. ¿Cómo se Construye un Corte Geológico?

En primer lugar, debe construirse el perfil topográfico de la sección vertical que sea de interés. Para ello, se utilizará la información topográfica presente en el mapa. A continuación, se trasladarán al perfil topográfico los puntos de contacto entre formaciones geológicas y demás características geológicas reseñables (discordancias, fallas, etc.). Dichos puntos están en el mapa y, por tanto, en el corte habrán de estar sobre el perfil topográfico. La información relativa a los contactos en profundidad se obtendrá mediante el empleo de líneas de capa auxiliares, tal y como se describirá más adelante.

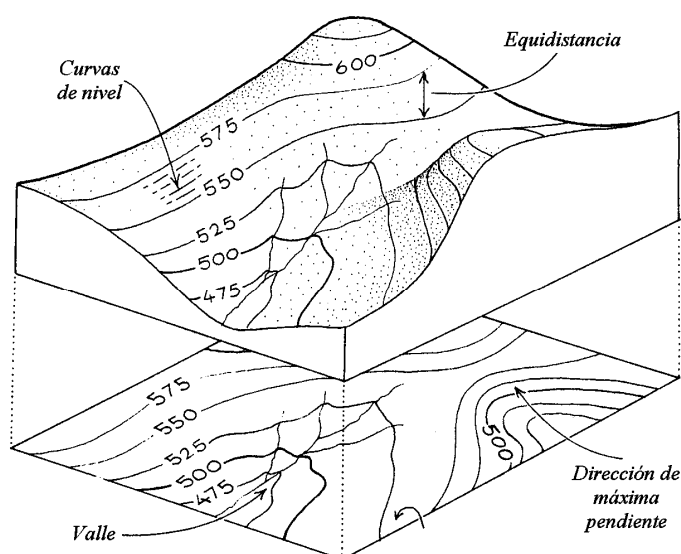


Figura 9. Concepto de curvas de nivel y proyección de éstas sobre un mapa topográfico. Observar la incertidumbre en la definición del relieve entre dos curvas de nivel consecutivas. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

Una buena parte de los problemas que podéis encontrar a la hora de hacer cortes geológicos radica en una mala elaboración del perfil topográfico. Debéis recordar que los perfiles topográficos poseen una incertidumbre relacionada con la equidistancia entre las curvas de nivel. Es decir, lo único que sabemos de la topografía entre dos curvas de nivel es que no es más prominente ni se encuentra más deprimida que las curvas de nivel que la limitan. Ello da una cierta permisividad a la hora de hacer el perfil topográfico y corregir problemas en el corte geológico. Recordemos que **un mapa topográfico es un modelo del terreno, no el terreno en sí mismo**.

Una buena técnica para construir el perfil topográfico se muestra en la figura 10. Se basa en el empleo de una tira de papel auxiliar sobre la que localizaremos la intersección de cada curva de nivel, sí como otros datos morfológicos importantes (el fondo de un valle, la posición de una cresta, etc.). Dicha técnica hará fácil el mantener la escala horizontal del mapa y facilitará la traslación de esa información a la hoja en la que efectuemos el corte geológico o desarrollemos cualquier otra operación.

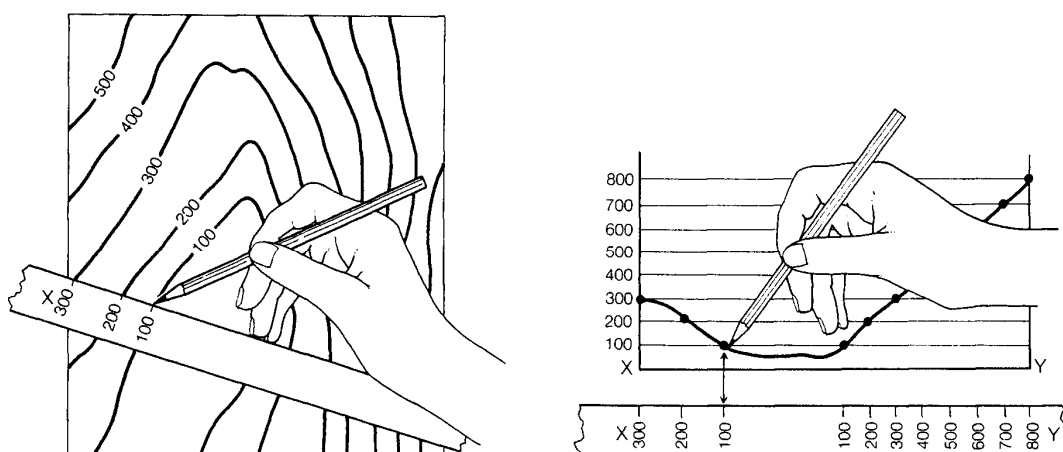


Figura 10. Ejemplo práctico de construcción de un perfil topográfico. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

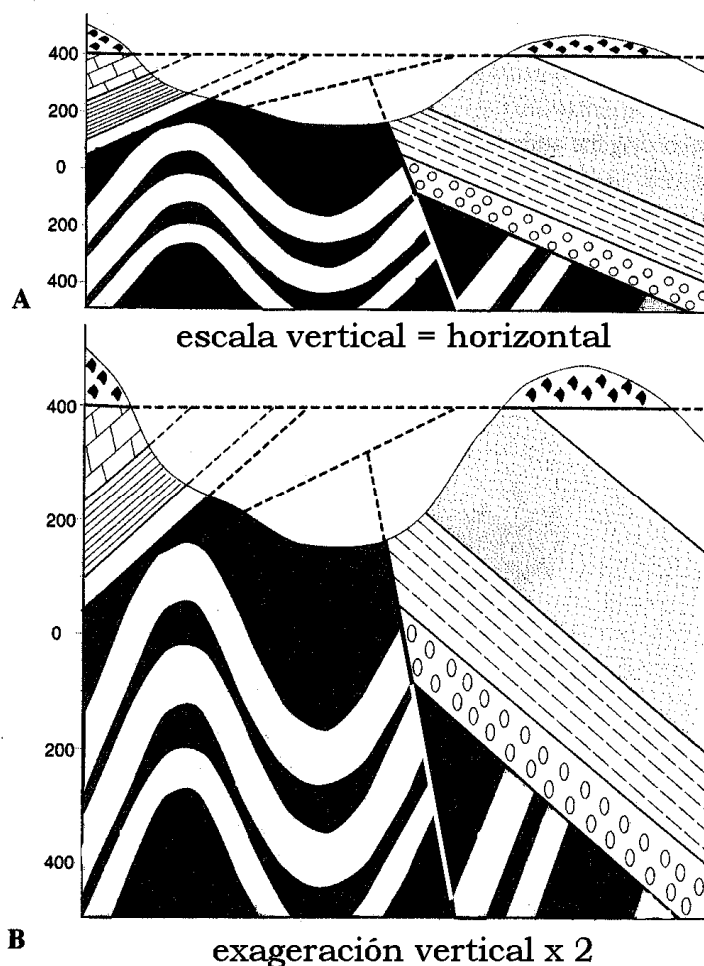


Figura 11. Efecto de la exageración de la escala gráfica vertical en los cortes geológicos. Observar la variación de potencia que experimentan las distintas capas en función de su buzamiento así como el cambio en su inclinación. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

Un segundo problema que podéis encontrar en la elaboración de cortes está relacionado con la elección de la escala vertical en el corte. Como norma general, es aconsejable el utilizar igual escala vertical que horizontal. De no ser ese el caso, pueden presentarse situaciones como las que se indican en la figura 11.

Observar que el aumento de escala vertical incrementa la pendiente (buzamiento) de las capas, cuando estas están inclinadas. Por otro lado, se produce también un notable aumento de potencia, tanto más exagerado cuanto menor pendiente tengan las capas. Ello puede conducir a situaciones que, si bien correctas desde un punto de vista meramente geométrico, son absurdas desde el punto de vista geológico. Tal es el caso de los cortes en los que aparecen pliegues asimétricos con un flanco muy tendido y el otro subvertical: En ellos se producirá una variación de potencia, de flanco a flanco, injustificable desde el punto de vista geológico.

Los cortes geológicos son una representación muy útil de la geología del subsuelo. En un corte bien ejecutado es posible entender la estructura profunda de un simple vistazo. Para que ello sea posible, el corte debe ser construido con precisión, limpieza y aplicando lo que antes denominamos el '*sentido común geológico*'. Desde el punto de vista de la evaluación de los ejercicios que realicéis, cada una de esas facetas es susceptible de ser valorada. Es importante que os deis cuenta que la componente estética de los cortes geológicos (color, retoques artísticos, etc.) es absolutamente secundaria. En ese sentido, *cada uno de los trazos del corte es la síntesis de la información geológica que se pretende transmitir*. Veamos algunos ejemplos de ello.

- ❑ **Ejemplo 1.** Un error típico en la ejecución de los primeros cortes geológicos con pliegues consiste en dibujarlos de forma que sus charnelas sean extremadamente agudas, como resultado de la prolongación geométrica de sus flancos. Como se explicará en las clases de teoría, los pliegues de charnela aguda existen en la Naturaleza, aunque son muy raros. Si al realizar nuestro corte tomamos la decisión de representar ese tipo de estructura, *implícitamente estamos interpretando* (y transmitiendo al observador, por tanto) que en nuestra zona de estudio existen pliegues de charnela aguda. Si no hemos realizado observaciones directas sobre el terreno para comprobar su existencia ¿es razonable esa interpretación? La respuesta es no. En ausencia de observaciones directas de campo, una interpretación mucho más razonable será suponer la existencia de pliegues de charnela redondeada, los cuales son, en términos de abundancia, mucho más frecuentes en la Naturaleza.
- ❑ **Ejemplo 2.** Otro error que se comete con relativa frecuencia consiste en dibujar el contacto (techo y base) entre formaciones geológicas y estratos de forma no paralela, sin que existan evidencias de discordancias entre las mismas. El no-parallelismo entre estratos, si bien es una situación que sí se produce, en sedimentos fluviales o en los bordes de las cuencas de sedimentación, suele indicar una situación de discordancia, muchas de las cuales se asocian con periodos de interrupción en la sedimentación, levantamiento del terreno, erosión, etc. Por ello, el mero no-parallelismo puede tener implicaciones geológicas importantes desde el punto de vista

de la interpretación de los acontecimientos geológicos acaecidos en el sector estudiado.

- ❑ **Ejemplo 3.** De forma análoga al anterior ejemplo, dibujar estratos de potencia variable tiene también notables implicaciones respecto de la historia geológica y naturaleza de los materiales representados en el corte. Al igual que antes, sí existen en la Naturaleza situaciones en la que la potencia ortogonal de los estratos no es constante (cambios laterales de facies, sedimentos fluviales, etc.). Por ello, hemos de estar seguros de que esa es la situación que se da en los materiales que aparecen en el corte si queremos que esa sea la interpretación escogida.

Como resumen de lo anteriormente explicado se puede decir que la máxima de la *cuchilla de Ockham* es esencial en Geología: **el número de suposiciones introducidas para explicar algo no debe ser multiplicado más allá de lo estrictamente necesario.**

1.5. Orientación de Planos y Líneas en Geología.

1.5.1. Definiciones Básicas

A continuación daremos algunas definiciones importantes cuyo conocimiento será indispensable para resolver adecuadamente cada uno de los problemas planteados en las sesiones prácticas.

- ❑ **Orientación ('Attitude').** Disposición de un plano o línea estructural en el espacio, por lo general relacionado con una dirección geográfica horizontal, como por ejemplo el norte geográfico o el norte magnético.
- ❑ **Dirección de Capa, Rumbo ('Strike').** Línea resultado de la intersección de un plano horizontal ideal y un plano geológico inclinado. Dicha línea de intersección pertenecerá, por tanto, a los dos planos y su orientación se dará por el ángulo horizontal que forma respecto del norte geográfico. Obviamente, un plano horizontal no tiene dirección de capa.

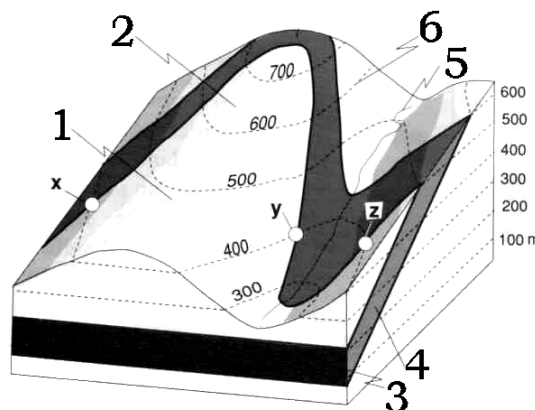


Figura 12. Intersección de un plano geológico inclinado con la topografía. La línea curvada resultante de la intersección recibe el nombre de traza del plano en superficie. Observar la naturaleza de la dirección de capa evidenciada por los puntos x, y, z en la figura. 1) Superficie del terreno; 2) Cresta montañosa; 3) y 4) Plano geológico bajo la superficie del terreno; 5) Valle; 6) Curvas de nivel. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

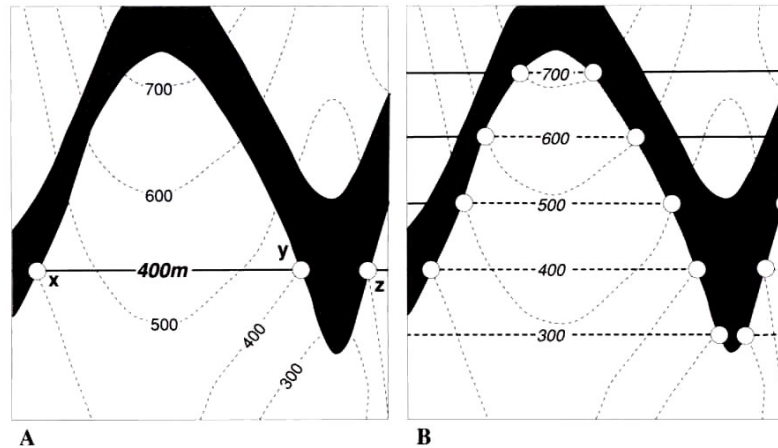


Figura 13. Búsqueda de direcciones de capa para un plano geológico con la ayuda de curvas de nivel topográficas. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures Through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

- ❑ **Isohipsa ('Isohypse').** Líneas resultantes de la intersección entre un plano estructural (geológico) y una familia de planos paralelos equiespaciados. Dichas líneas contornean el plano estructural y pueden ser proyectadas en un mapa. Su naturaleza es análoga a las curvas de nivel con la salvedad que estas últimas muy raramente se cruzan entre si (por ejemplo en situaciones en las que tenemos techos estructurales) mientras que las isohipsas describen patrones complejos resultado de la complejidad estructural del plano que representan.

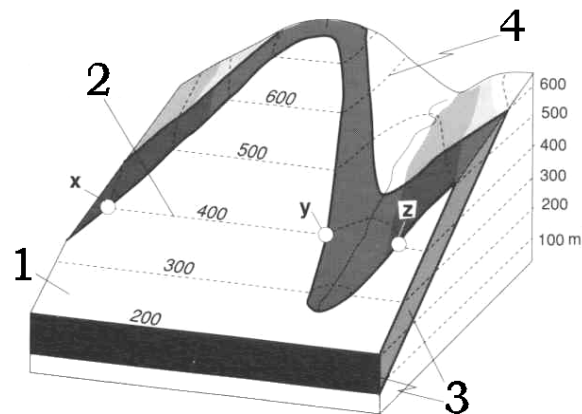


Figura 14. Noción de plano estructural e isohipsa. Las líneas que unen puntos del mismo plano estructural, a igual cota, se denominan direcciones de capa o de rumbo (por ejemplo, la línea x-y). Las curvas que contornean un plano geológico como resultado de su intersección con planos horizontales a distinta cota reciben el nombre de isohipsas y son análogas a las curvas de nivel topográficas. 1) Plano estructural; 2) Dirección de capa (x-y) y serie de isohipsas; 3) Plano geológico bajo la superficie del terreno; 4) Curvas de nivel. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

- ❑ **Buzamiento Real ('dip').** Ángulo que forma respecto de la horizontal un plano geológico, medido éste en una dirección estrictamente perpendicular a la dirección de capa del mismo plano. Es el ángulo de inclinación máximo que presenta ese plano. Si la dirección en la que se mide el plano no es perpendicular al rumbo de la capa, obtendremos un ángulo de buzamiento

menor, al cual denominaremos buzamiento aparente. Sus valores van de 0 (plano horizontal) a 90° (plano vertical).

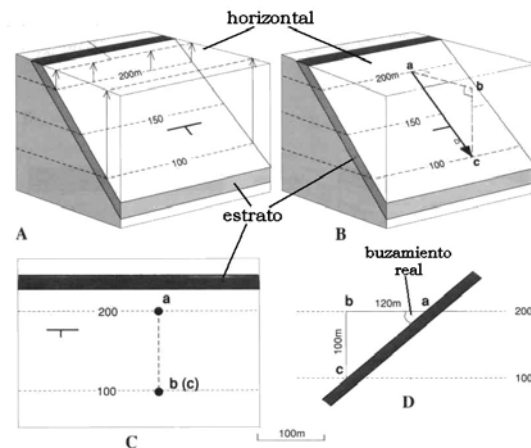


Figura 15. Concepto de buzamiento real. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

- ❑ **Buzamiento Aparente ('*apparent dip*').** Ángulo que respecto de la horizontal forma un plano geológico inclinado, medido en una dirección no perpendicular al rumbo de dicho plano.

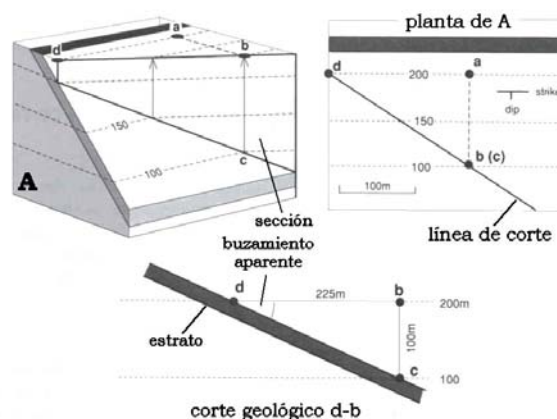


Figura 16. Cálculo del buzamiento aparente de un plano geológico a partir de un mapa topográfico. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

- ❑ **Potencia Ortogonal o Real ('*True thickness*').** Es el espesor de cualquier capa, estrato o formación geológica medida perpendicularmente a los planos del techo y de la base de la misma. En el caso de que no exista el plano de la base o del techo para un cuerpo geológico, tan solo podremos calcular una potencia mínima equivalente a la máxima potencia que puede ser observada en cualquier lugar del mapa de dicha formación. La potencia real será, necesariamente, igual o superior a dicha potencia mínima.
- ❑ **Potencia Aparente ('*Apparent thickness*').** Es el espesor de cualquier capa, estrato o formación geológica determinado en cualquier dirección diferente a la perpendicular del plano que determina la base o el techo de la misma. La potencia que observamos en cualquier formación geológica en superficie (o amplitud de afloramiento) es normalmente una potencia aparente, salvo que la formación sea vertical.

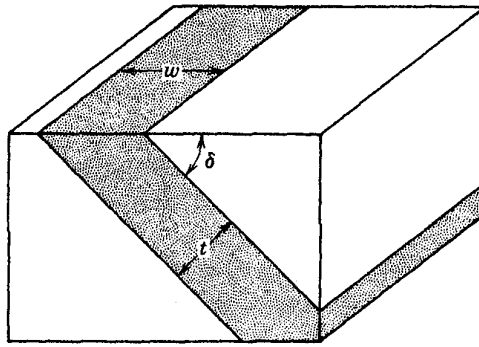


Figura 17. Concepto de potencia real u ortogonal (t) y relación con la amplitud de afloramiento (w) a través del ángulo de buzamiento real (δ). **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

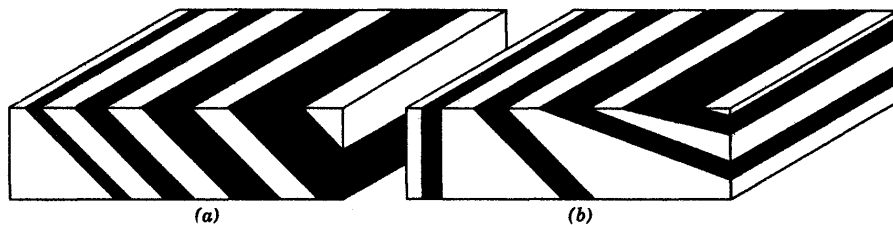


Figura 18. Relación entre potencia real, amplitud de afloramiento y ángulo de buzamiento, vistos sobre una superficie horizontal. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

- ❑ **Traza ('Trace').** Línea que resulta de la intersección de cualquier plano geológico (real o ideal) con la superficie del terreno, proyectada sobre un mapa. Las características geométricas de la traza de un plano son indicadores valiosos de la orientación y demás atributos geométricos de los planos geológicos. No obstante, es importante tener en cuenta el efecto topográfico en el análisis de las trazas en superficie.
- ❑ **Línea de inmersión ('plunge line').** Línea resultado de la intersección entre dos planos, uno de ellos vertical. El ángulo que forma respecto de la horizontal la inclinación de la línea (medida sobre el plano vertical) recibe el nombre de inmersión. La orientación del plano vertical que contiene la línea de inmersión se determina por el ángulo que forma respecto del norte, en el sentido de inmersión de la línea. Una línea de inmersión es un caso particular de una línea de cabeceo, en la que uno de los dos planos que intercepta es vertical.
- ❑ **Línea de cabeceo ('pitch line' o 'rake line').** Línea resultado de la intersección de dos planos de cualquier orientación y buzamiento. El ángulo que forma respecto de la horizontal la inclinación de la línea recibe el nombre de cabeceo. Este ángulo debe asociarse al plano que contiene dicha línea, así como a una orientación geográfica que indique el sentido de inclinación.

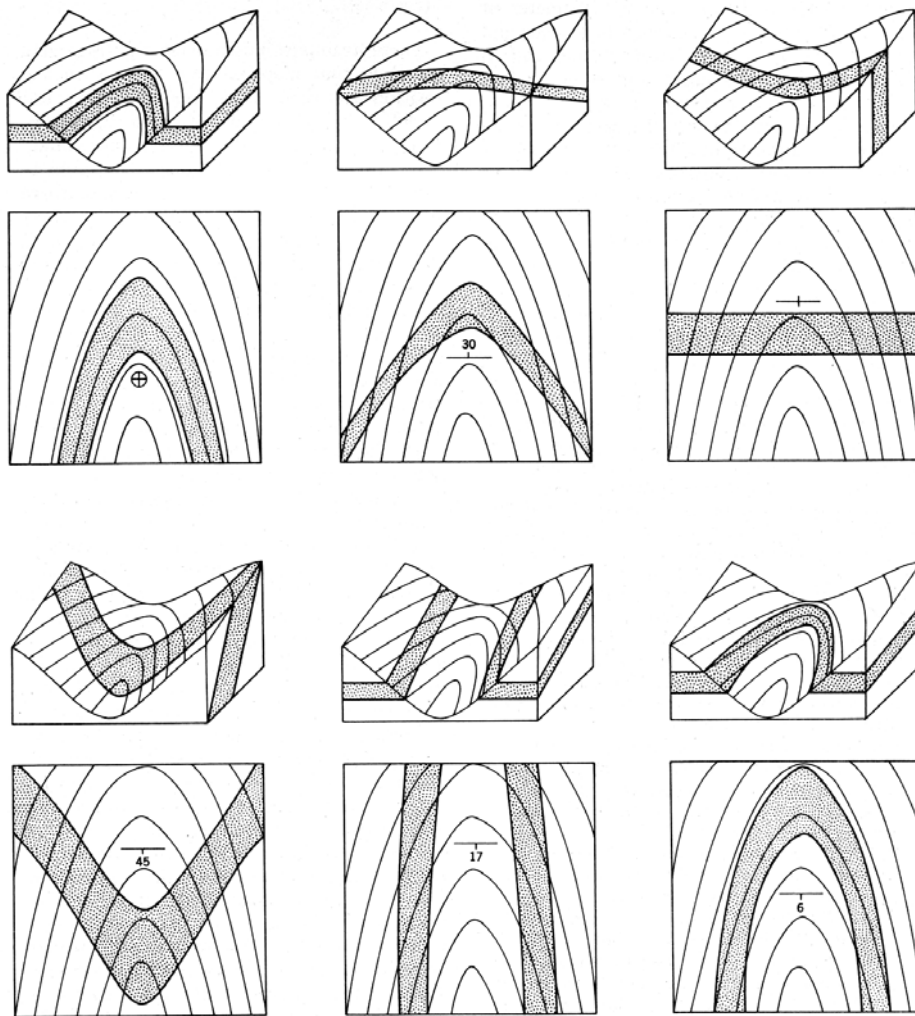


Figura 19. Relación existente entre planos geológicos y topografía. Observar la relación que existe entre la traza de las capas y las curvas de nivel en cada caso. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

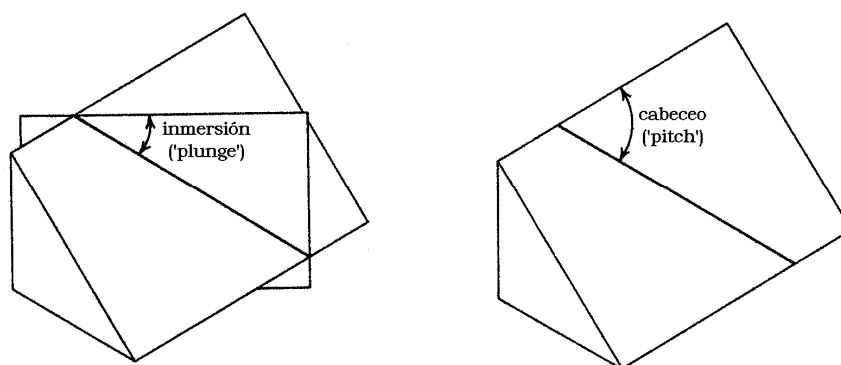


Figura 20. Concepto de inmersión y cabeceo de una línea. Observar que la inmersión se determina como el ángulo que forma con la horizontal una línea contenida en un plano vertical mientras que para el cabeceo se toma como referencia un plano no vertical. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

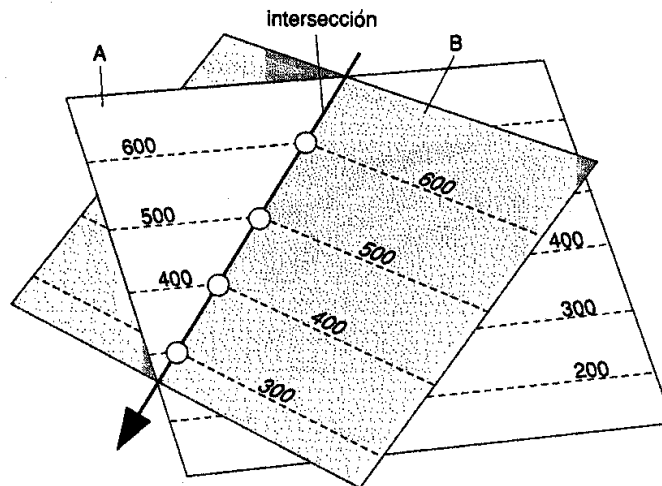


Figura 21. Línea de intersección entre los planos A y B. La punta de la flecha indica el sentido de inclinación de la línea. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures Through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

1.5.2. Notación de Planos en Geología

Para cualquier tipo de análisis que implique planos geológicos es preciso establecer un sistema de coordenadas de referencia que permitan orientarlos de forma unívoca en el espacio. En la mayor parte de las rocas, los planos más frecuentes corresponden a la estratificación, al diaclasado así como a distintos tipos de planos de foliación de entre los cuales, la esquistosidad, es la más destacada.

La orientación de planos en el espacio toma como sistema de referencia las coordenadas geográficas, lo cual se realiza a partir de la orientación magnética, puesto que la forma más simple, rápida y eficaz para llevar a cabo ese trabajo es mediante el empleo de una brújula de geólogo. De forma general, la orientación de cualquier plano en el espacio pasa por la determinación de su dirección de capa (es decir, la orientación respecto del norte geográfico o magnético de una línea horizontal contenida en el plano problema), así como del propio ángulo de buzamiento y de la dirección o sentido de buzamiento. A partir de esos parámetros básicos se han desarrollado distintos convenios.

La notación más habitual referida a planos tiene una forma del tipo **XXX, YY Z** donde **XXX** representa la dirección de capa (un ángulo inferior a 180°, a contar desde el norte geográfico o magnético en el sentido en que giran las agujas del reloj, esto es, dextrógiro); **YY** representa el ángulo de buzamiento (entre 0 y 90°), mientras que **Z** corresponde al sentido de buzamiento, expresado en coordenadas geográficas genéricas (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW). En el caso particular de un plano vertical el sentido de buzamiento carece de significado y puede omitirse.

El número que indica la dirección del plano y el ángulo de buzamiento se separan con una coma mientras que el ángulo y sentido de buzamiento se ponen uno a continuación del otro, en el orden indicado. En relación con el rumbo de los planos, es conveniente indicar siempre los tres dígitos correspondientes a la orientación, aunque estos sean ceros a la izquierda. Ello nos permitirá reconocer siempre la orientación de un plano y no confundirla, bajo ningún concepto, con un ángulo de buzamiento (que emplea dos dígitos).

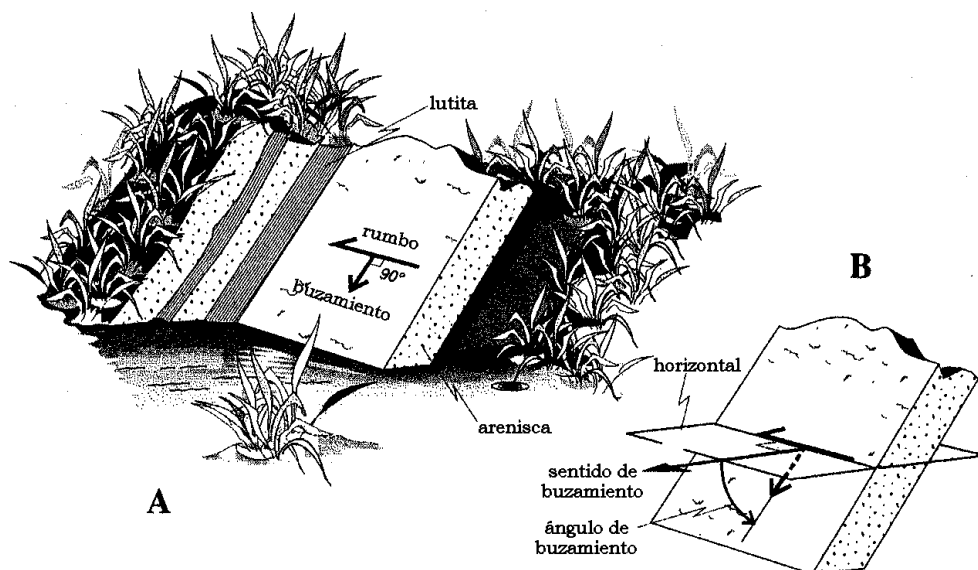


Figura 22. Significado de la dirección de capa (o rumbo), sentido de buzamiento y ángulo de buzamiento en un afloramiento. Notar la relación existente entre la horizontal, el plano geológico problema y la dirección de capa. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

Además de la notación indicada, que será la que empleemos en el presente texto, existen otras formas de notación cuyo uso es también frecuente. Por ejemplo:

- 110, 25S:** la dirección de capa es 110° medida a partir del norte en sentido dextrógiro, el ángulo de buzamiento es de 25° en el sentido sur.
- N70W, 25S:** la dirección es 070° hacia el oeste desde norte (es decir, en sentido antihorario o levógiro) mientras que el buzamiento es de 25° hacia el sur. Observar que en esta notación es preciso indicar el sentido hacia el que, a partir del norte, hemos de medir la dirección del plano.
- 25, S20W:** la dirección de buzamiento tiene un rumbo de 20° hacia el oeste contando desde el sur, mientras que el buzamiento es de 25° en esa misma dirección.
- 25, 200:** la dirección de buzamiento tiene un rumbo de 200° medida desde el norte en el sentido horario, mientras que el buzamiento es de 25° en esta dirección.

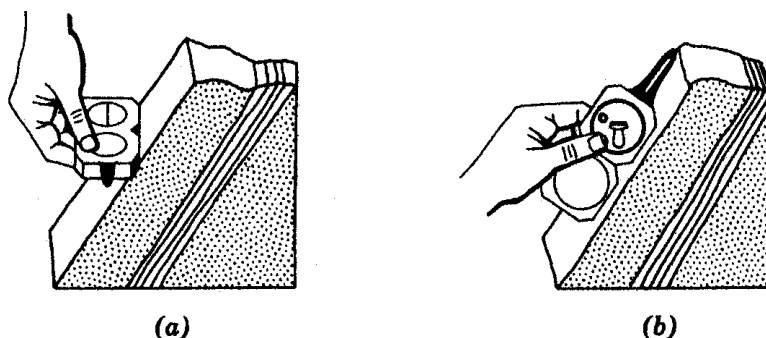


Figura 23. Medida de la orientación de un plano geológico con la ayuda de una brújula y un clinómetro (brújula de geólogo). **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

1.5.3. Notación de Líneas en Geología

La mayor parte de las líneas de interés en Geología tienen que ver con:

- La intersección de planos, es decir, lineaciones de intersección (por ejemplo, entre planos de estratificación y de esquistosidad, entre dos planos de diaclasado, etc.).
- Las características de afloramiento de distintos tipos de planos geológicos, en particular cuando estos son vistos únicamente a través de una sección bidimensional.
- Estructuras tectónicas (estrías sobre un plano de falla, picos estilolíticos, *rods*, *boudins*, etc.).

La orientación de cualquier línea en el espacio se puede expresar de acuerdo con diversas convenciones. No obstante, todas ellas tienen en común el identificar explícitamente el plano que contiene a la línea (ya sea éste un plano vertical, en el caso de una línea de inmersión o inclinado, en el caso de una de cabeceo) así como el sentido de inclinación de la línea.

En el caso de una línea de inmersión, la orientación del plano vertical que la contiene se realiza respecto del norte (geográfico o magnético) con la particularidad de que en la medida de su orientación se tiene en cuenta el sentido de inclinación. Por ejemplo, si hablamos de una línea inclinada hacia los cuadrantes NE o SE la orientación del plano será un número que irá de 0 a 180° mientras que si su sentido de inclinación es hacia los cuadrantes NW o SW la orientación del plano irá de 180 a 360°. La inclinación de la línea se expresa a través del ángulo que forma respecto de la horizontal (es decir, entre 0 y 90°). La nomenclatura consta, pues, de dos números que se escriben de la forma YY/XXX donde YY representa la inclinación o inmersión de la línea (entre 0 y 90°) mientras que XXX corresponde al rumbo del plano vertical que la contiene (entre 0 y 360°), medido en el sentido horario.

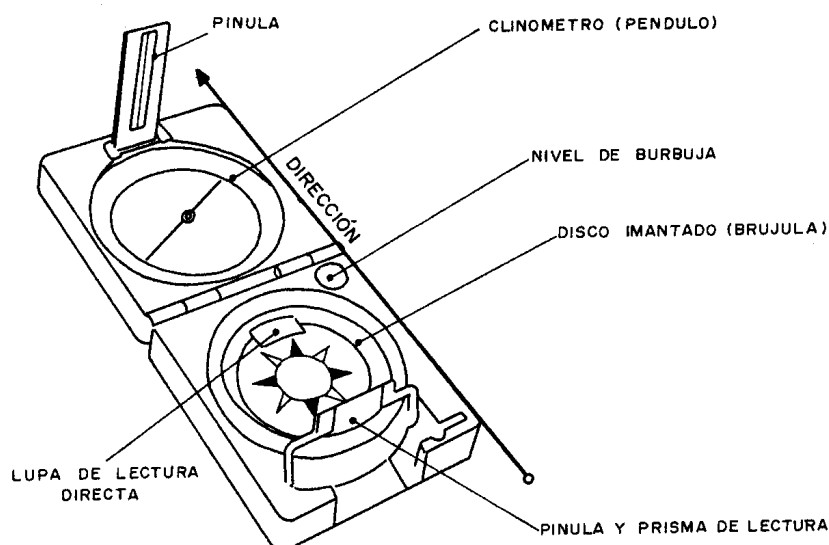


Figura 24. Esquema de brújula geológica (Tipo TOPOCHAIX), con clinómetro amortiguable y fijación optativa de la medida. **Fuente:** Martínez Álvarez, J.A. (1989) Cartografía Geológica; Ed. Paraninfo; 477 pp.

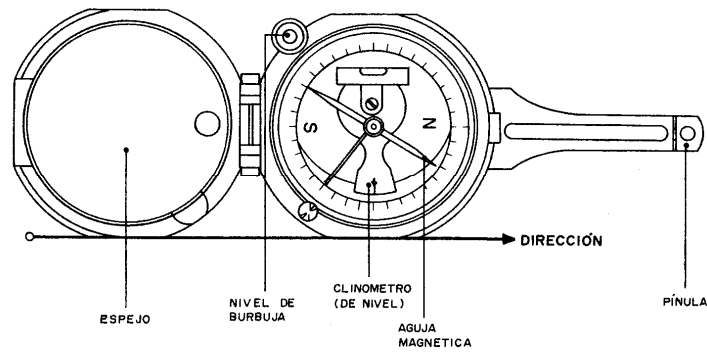


Figura 25. Esquema de brújula geológica (Tipo BRUNTON), con clinómetro preciso de tipo nivel. **Fuente:** Martínez Álvarez, J.A. (1989) Cartografía Geológica; Ed. Paraninfo; 477 pp.

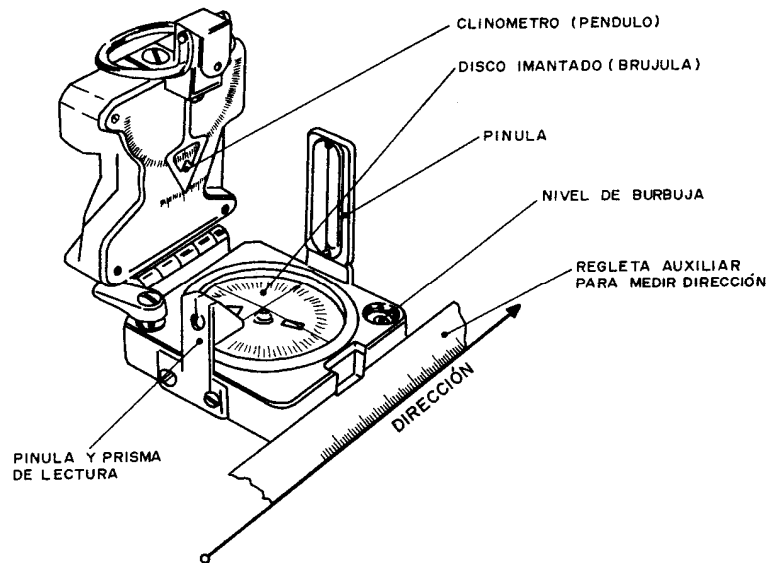


Figura 26. Esquema de brújula geológica (Tipo MERIDIAN), con clinómetro de péndulo. **Fuente:** Martínez Álvarez, J.A. (1989) Cartografía Geológica; Ed. Paraninfo; 477 pp.

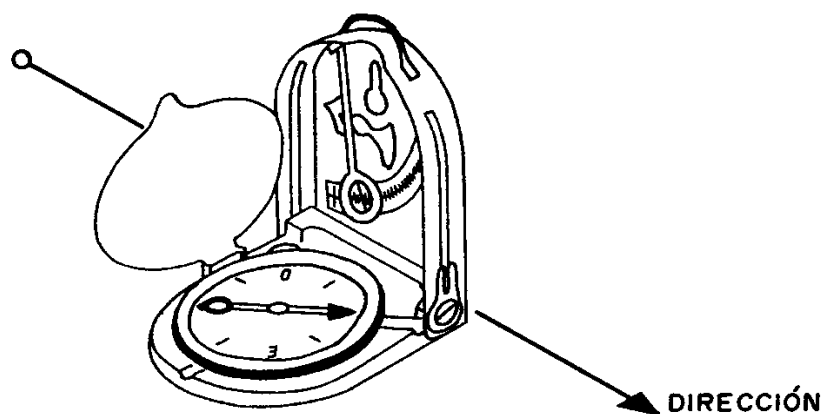


Figura 27. Esquema de brújula geológica genérica con clinómetro de péndulo. **Fuente:** Martínez Álvarez, J.A. (1989) Cartografía Geológica; Ed. Paraninfo; 477 pp.

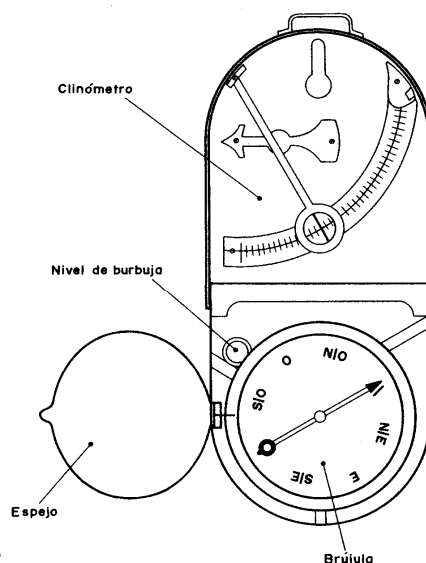


Figura 28. Esquema en planta de brújula geológica genérica con clinómetro de péndulo. **Fuente:** Martínez Álvarez, J.A. (1989) Cartografía Geológica; Ed. Paraninfo; 477 pp.

En el caso de las líneas de cabeceo, el convenio a emplear pasa por identificar el plano que contiene a dicha línea (tal y como se explicó en el apartado anterior) seguido, a continuación, del ángulo de cabeceo y sentido de inclinación de la línea. El primero se da como valor angular (entre 0 y 90°) por comparación con la horizontal. El segundo como coordenada geográfica identificativa del cuadrante hacia el cual se inclina la línea (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW). Estos dos datos se ponen a continuación de la orientación del plano y separados por una coma. Por ejemplo, **110, 25S, 45E** nos indica un plano de orientación 110 que buza 25 grados hacia el sur y que contienen una línea inclinada 45° respecto de la horizontal en el sentido hacia el Este.

1.6. Elaboración del Corte Geológico

Como norma general, debe indicarse que, antes de realizar ningún corte geológico, debéis familiarizaros con la naturaleza del problema geológico que vais a abordar. Por ello, un vistazo general del mapa, el **análisis de las isohipsas** y una interpretación preliminar de todo ello nos ayudarán a verificar que la geometría del corte geológico es congruente con el resto de las observaciones.

La elaboración del corte geológico pasa por la elaboración, en primer lugar, del perfil topográfico, tal y como se ha indicado en un apartado anterior. Como norma general es importante recordar que el perfil topográfico debe ser una ayuda a la hora de construir el corte geológico pero puede entorpecernos la interpretación si olvidamos la incertidumbre asociada a la definición del relieve entre dos curvas de nivel. En segundo lugar, también es importante indicar que es recomendable realizar el perfil topográfico empleando igual escala vertical y horizontal.

Una vez delineado el perfil topográfico (su versión definitiva podrá ir siendo perfeccionada a medida que se construye el corte geológico) debemos proceder a trabajar con las isohipsas (direcciones de capa). Es aconsejable utilizar una técnica similar a la del papel auxiliar que describíamos antes para localizar en nuestro corte, no solo los contactos litológicos, sino también las diferentes

isohipsas que nos ayudarán a localizar los planos geológicos observables en el corte en profundidad (Figura 29).

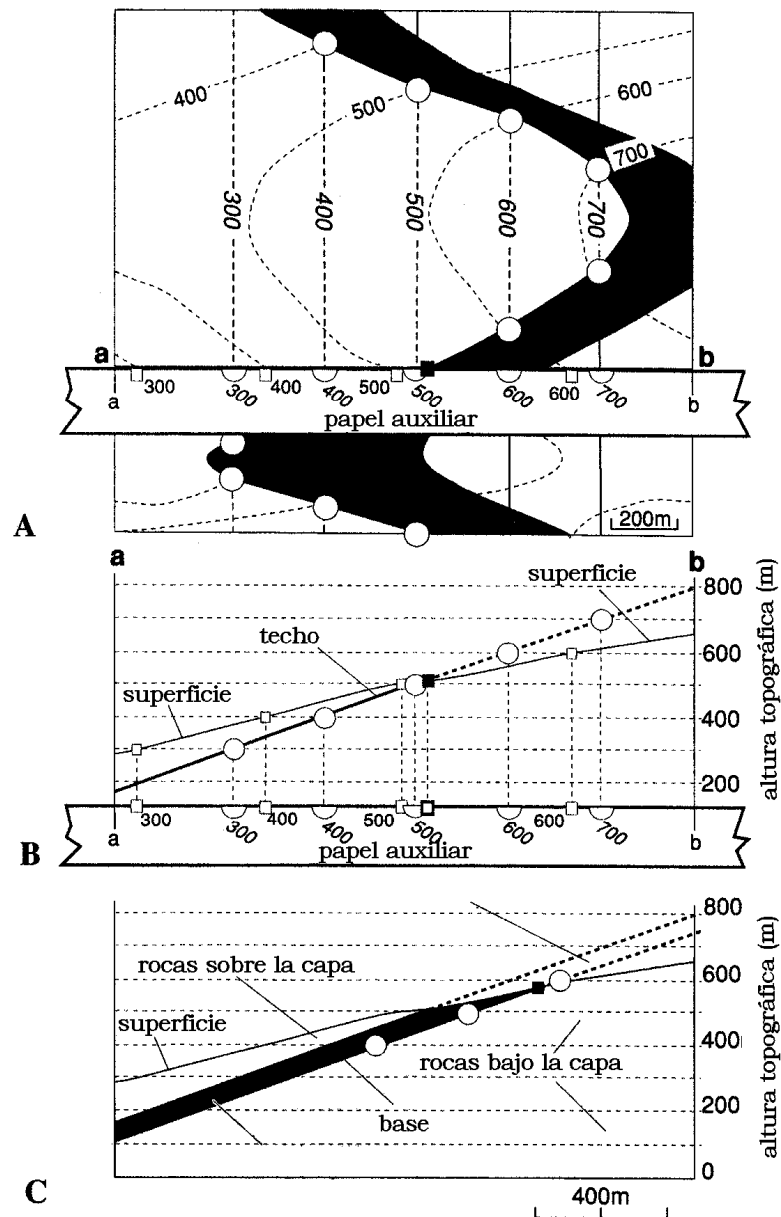


Figura 29. Construcción de un corte geológico (A-B) mediante la técnica del papel auxiliar y la extrapolación de direcciones de capa. Observar que la capa representada se encuentra en una parte del corte por encima de la superficie del terreno mientras que en otra lo está por debajo.

Fuente: Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

Cuando se emplea la técnica del papel auxiliar y se extrapolan isohipsas a fin de ver en qué punto interceptan nuestra línea de corte (Figura 30), debéis tener claro que estáis beneficiándoos de una técnica geométrica que puede conducirnos a paradojas aparentes. Por ejemplo que el plano que representéis parezca estar por encima de la propia superficie del terreno. Ello es admisible en la etapa de perfilado del corte pero, una vez finalizado, debéis eliminar todas esas incongruencias de la sección final.

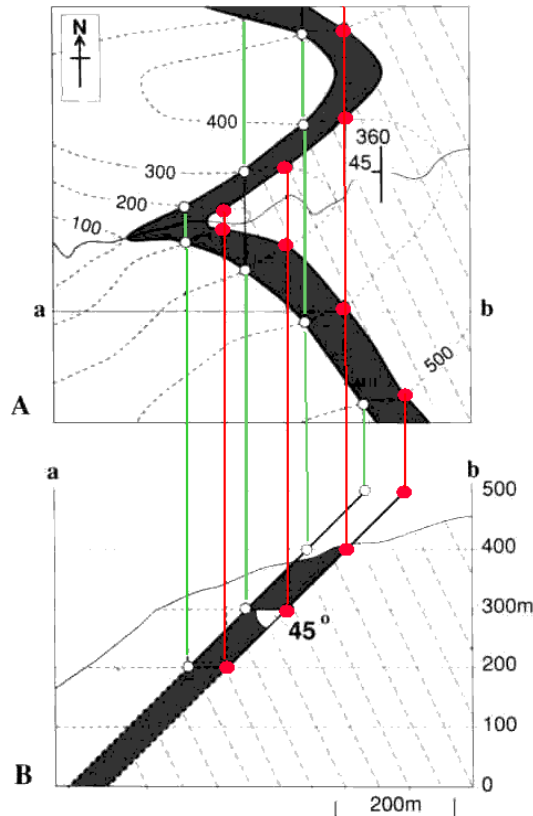


Figura 30. Construcción de un corte geológico mediante la extrapolación de direcciones de capa a partir de un mapa topográfico-geológico. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

Un último consejo de utilidad es ser particularmente cuidadoso cuando se trabaja con las numerosas isohipsas que eventualmente pueden aparecer en un mapa geológico. Por ello es recomendable trabajar con los distintos planos uno a uno (es decir, con las distintas isohipsas que lo caracterizan) y no con todas ellas a la vez.

1.7. Tipos de Estructura en Mapas Geológicos

Los distintos mapas que vamos a analizar a lo largo de las prácticas que desarrollaremos representan distintos tipos de estructura geológica, las cuales han sido resumidas en la figura 31. Los principales tipos de estructura serán, por tanto, **series homoclinales o policlinales**, **secuencias plegadas**, **series fracturadas** y **procesos ígneos y metamórficos**. Veremos que en algunos mapas pueden llegar a encontrarse la práctica totalidad de esos tipos de estructuras elementales. Su análisis secuencial nos permitirá establecer la historia geológica del área cartografiada, tal y como veremos en apartados posteriores de las sesiones prácticas.

1.8. La Regla de la 'V'

Antes de empezar el análisis de los distintos tipos de mapas geológicos, indicaremos una regla simple que facilitará su análisis. Cuando se observa la traza en superficie de una capa inclinada, la morfología superficial es un aspecto

relevante. Si la topografía es estrictamente plana, no importa la inclinación del plano que consideremos, la traza en superficie de ese plano será estrictamente lineal. Ahora bien, en el momento que la topografía deja de ser plana, la traza en superficie del plano se torna curvilínea, tanto más cuanto menor buzamiento tenga el plano en cuestión. En ese caso la traza más rectilínea la tendremos en el caso de un plano estrictamente vertical mientras que para un plano horizontal la traza será estrictamente paralela a la disposición de las curvas de nivel.

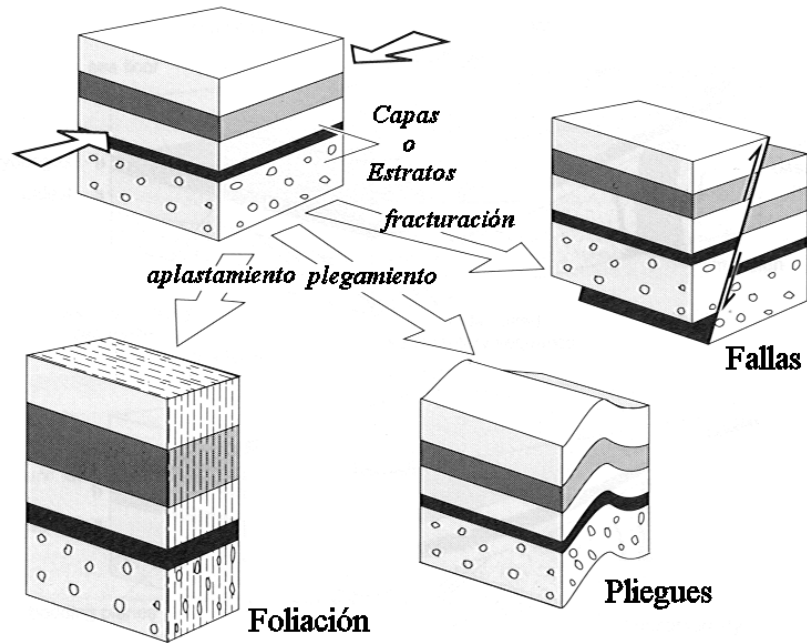


Figura 31. Principales tipos de estructuras geológicas que suelen ser representadas en mapas geológicos simples. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

Cuando la traza de un plano atraviesa un valle esta describe una forma de letra 'V' más o menos marcada con la particularidad que el hipotético vértice de esa 'V' apunta en el sentido en que se inclina el plano (ver figura 19). Dicha circunstancia se conoce como la Regla de la 'V' y es una ayuda de gran valor a la hora de hacer una inspección rápida de hacia donde buzanan las distintas formaciones geológicas que afloran en un mapa.

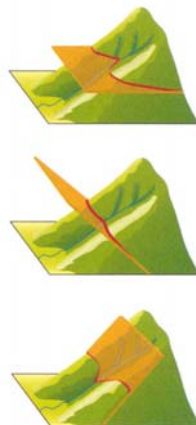


Figura 32. Aplicación de la regla de la V a distintos planos geológicos orientados de forma variable respecto de la topografía en un valle. **Fuente:** Servei Geologic de la Generalitat de Catalunya

No obstante, antes de establecer ninguna conclusión firme basándose en esta observación, vale la pena que analicéis con detalle la figura 19 (en particular el último caso representado) para que os deis cuenta del papel que juega la relación entre pendiente topográfica y el propio buzamiento de la capa observada. En cualquier caso, recordad también que en esas situaciones el estudio de las isohipsas deshace cualquier eventual ambigüedad en la interpretación.

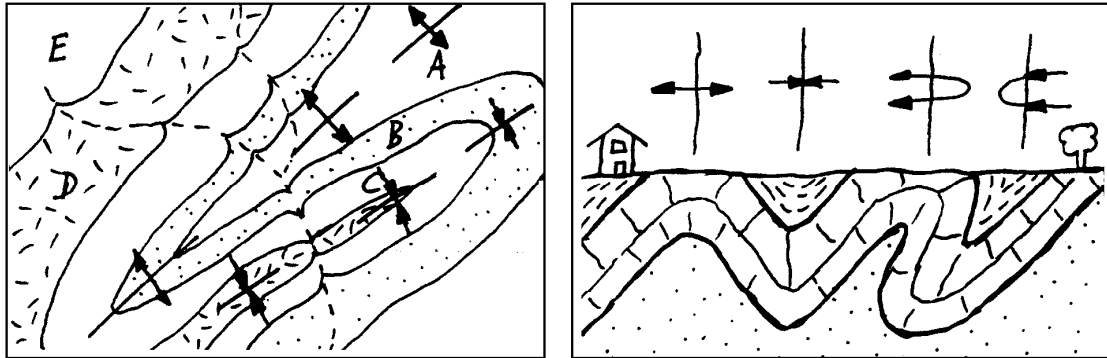


Figura 33. Aplicación de la regla de la V a una serie plegada. Observar la inflexión de la traza de las capas al atravesar el cauce de un río. A la izquierda vista en planta (mapa). A la derecha, sección vertical (corte geológico). Las letras hacen referencia a distintos tipos de litología

2. Patrones Simples de Afloramiento: Predicción

La elaboración de un mapa geológico conlleva la representación de los materiales geológicos de la superficie del suelo sobre el mapa topográfico de una determinada región.

Los contactos entre los diferentes materiales geológicos son, normalmente, planos estructurales cuya representación sobre el mapa topográfico se realizará mediante el reconocimiento y medida de su orientación en los afloramientos existentes. A partir de entonces se podrá realizar la predicción de los patrones de afloramiento de los diferentes materiales geológicos en aquellos sectores donde la disposición de los mismos no se haya podido identificar.

La determinación de los patrones de afloramiento se realizará a partir de las curvas de nivel topográficas y de las curvas de nivel estructurales o isohipsas de los diferentes materiales geológicos. Por lo tanto, para predecir los patrones de afloramiento es requisito indispensable trabajar en primer lugar con un mapa provisto de curvas de nivel topográficas y, en segundo lugar, localizar las isohipsas correspondientes a los distintos planos geológicos. Es aconsejable empezar a trabajar con un único plano estructural para el cual, las isohipsas serán las direcciones de capa correspondientes a distintas cotas. Cuando la dirección de capa de un plano correspondiente a una cota x intercepte una curva de nivel de igual cota x , en ese punto de intersección tendremos en superficie el plano al cual pertenece esa dirección de capa. Esa es la estrategia general para localizar el contorno (o traza) en superficie de cualquier plano inclinado.

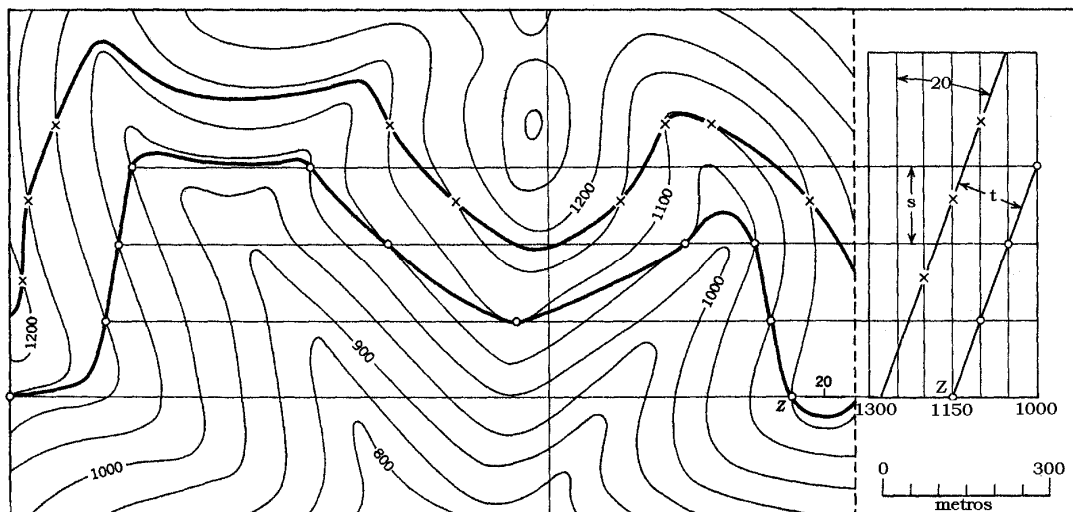


Figura 34. Determinación de la traza en superficie (patrón de afloramiento) de dos planos inclinados a partir de direcciones de capa y buzamiento real. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques; John Wiley & Sons, 208 pp.

En la figura 34 se representa un plano de orientación **090, 20 N** cuya base aflora en el punto Z (a 1150 m). Un método relativamente simple para localizar su traza en superficie se describe a continuación:

- Trazar una línea paralela a la dirección de capa que pase por el punto de afloramiento conocido, Z.

- Dada la equidistancia entre curvas de nivel, i , y el buzamiento de la capa, α , puede calcularse a que distancia horizontal o cartográfica, s , estarán separadas las distintas isohipsas de ese plano de acuerdo con la fórmula $s = i/\text{tg}(\alpha)$
- Una vez localizadas las distintas isohipsas para las distintas cotas, buscar todos los puntos de intersección con las curvas de nivel de igual cota.
- Una vez localizados los puntos, unirlos mediante una línea que será la traza.

Gráficamente, se puede realizar de la siguiente manera: a) Se sitúa en un corte geológico perpendicular a la dirección de capa, el punto de afloramiento conocido **Z**, a la cota de 1150 m, en la línea de proyección de la dirección de capa; b) Se traza perpendicularmente a la dirección de capa una serie de líneas de altura horizontales que mantengan la misma equidistancia y estén a la misma escala que las curvas de nivel del mapa; c) Se dibuja la traza del plano inclinado que buza 20° hacia el Norte de modo que también pase por le punto **Z**; d) Los puntos donde esta línea de buzamiento corta a las líneas de altura establecen la posición de las isohipsas estructurales del plano. Entonces éstas se vuelven a proyectar en el mapa paralelamente a la dirección de capa. Los puntos de intersección con las curvas de nivel determinarán la traza del afloramiento.

Si conocemos el espesor, t , de la formación, podremos localizar también la traza del plano de la base de la capa anterior empleando una técnica igual. Es interesante tener en cuenta que la traza de dos planos paralelos no tiene por qué ser paralela. Recordad que depende de una forma determinante de la topografía del terreno que el plano atraviesa.

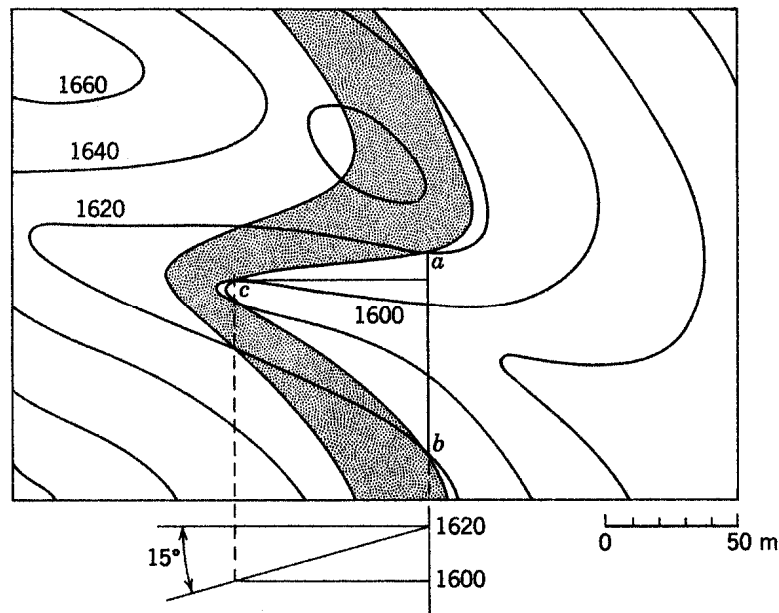


Figura 35. Localización de la dirección de capa y cálculo del ángulo y sentido de buzamiento a partir de la traza cartográfica de un plano geológico en un mapa. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques; John Wiley & Sons, 208 pp.

2.1. Análisis de Discordancias

Entre los acontecimientos geológicos que tienen mayor importancia y que ayudan mucho a datar estructuras y períodos de movimiento estructural, hay que destacar la discontinuidad sedimentaria o *discordancia*. La discordancia es una superficie de erosión o de no-deposición que separa rocas más modernas (arriba) de rocas más antiguas (abajo). Existen varios tipos de discordancia, las cuales han sido resumidas en la figura 3. Una ***discordancia angular*** se caracteriza por la existencia de un plano de separación entre dos series de materiales o estratos no paralelos (Figura 3a). Una ***disconformidad*** está caracterizada por una superficie de discontinuidad marcada e irregular entre dos familias de estratos, a grandes rasgos paralelos (Figura 3b). Los hiatos sedimentarios o ***paraconformidad*** corresponden a superficies que evidencian un periodo sin sedimentación en ausencia aparente de erosión; En algunas circunstancias, es difícil reconocer esas superficies de discontinuidad sin un detallado análisis paleontológico, geoquímico, etc. (Figura 3c). Por último, la discontinuidad heterolítica o ***no-conformidad*** corresponde con una situación en la que el plano de discontinuidad erosiva separa rocas estratificadas de otras que no lo están (por ejemplo, rocas ígneas; Figura 3d).

La facilidad para el reconocimiento de discordancias en mapas geológicos depende de su propia naturaleza. Así, las heterolíticas y angulares se caracterizan por la aparición de eventuales puntos triples donde se ponen en contacto tres litologías distintas. En el caso de las disconformidades, el análisis de isohipsas pondrá en evidencia variaciones entre las direcciones de capa del techo y de la base de una determinada formación geológica. Por último, en el caso de las paraconformidades, habremos de analizar la secuencia temporal de materiales a fin de identificar posibles pérdidas de secuencia (lagunas o hiatos estratigráficos).

En el caso de trazar patrones de afloramiento en mapas que contengan discordancias, es recomendable empezar a dibujar la traza de los planos que, geológica y topográficamente se encuentran más arriba. En una discordancia los materiales discordantes ***fosilizan*** (cubren) a los que se encuentran más abajo. De esa manera, la traza de los contactos de los materiales inferiores quedará interrumpida cuando alcancen el plano de discordancia.

2.2. Elaboración de una Historia Geológica

Una vez representada y analizada la geometría de un macizo geológico en un mapa geológico, el paso siguiente suele ser la deducción de la sucesión temporal de los acontecimientos que condujeron a la misma: Nos referimos a la historia geológica de la región expresada esta como secuencia cronológica ordenada. La sucesión local de acontecimientos geológicos puede ser expresada de acuerdo con una escala temporal relativa. Así pues, lo que en primer lugar debéis establecer es la *columna estratigráfica*, esto es, la secuencia cronológica de formación de los materiales geológicos presentes en el mapa. En la columna estratigráfica las capas deberán estar ordenadas de más antiguas (profundas) a más modernas (someras), ilustrando el espesor relativo entre las mismas e indicando los tipos de contactos (discordancia, cabalgamiento, tectónico, etc).

En la elaboración de la *historia geológica* local no se debe olvidar que existe la posibilidad de que varios acontecimientos hayan sido sincrónicos; por ejemplo, la sedimentación se puede producir mientras se forman pliegues y fallas. Otra complicación puede ser que una estructura dada sea consecuencia de varios episodios de movimiento. De todos modos, y aunque la sucesión de acontecimientos sea muy compleja, ésta se puede deducir a partir de relaciones geométricas relativamente sencillas. Los siguientes criterios son suficientemente elocuentes:

- En una discordancia erosiva, las rocas que se encuentran bajo el plano de discordancia deben ser más antiguas que las que están por encima (Principio de Superposición).
- La *erosión* tiene lugar normalmente en ambiente continental, salvo raras excepciones.
- La mayor parte de las *rocas sedimentarias* existentes se originan en un ambiente de deposición marino; una pequeña parte de las rocas sedimentarias es de origen continental. La litología, su disposición y las facies de las rocas sedimentarias son indicativas de su origen.
- Un período de *erosión* a continuación de un episodio de sedimentación marina suele estar precedido por un período intermedio de levantamiento o de regresión del nivel medio del mar (resultado de movimientos epirogénicos o eustáticos).
- Por el contrario, un período de *sedimentación* en ambiente marino a continuación de un período de erosión, suele estar precedido por un período intermedio de hundimiento o de transgresión del nivel medio del mar (nuevamente como resultado de movimientos epirogénicos o eustáticos).
- La *sedimentación* de los materiales geológicos se realiza, en general, de acuerdo con superficies aproximadamente horizontales (Principio de la Horizontalidad Original). En este sentido, una serie monoclinial inclinada debe haber sufrido algún tipo de levantamiento a basculamiento diferencial posterior a su deposición. Dicho levantamiento o basculamiento puede (o no) estar asociado a estructuras geológicas de tipo pliegue.
- Los *pliegues*, como estructura geológica, son más modernos que las propias rocas plegadas (Principio de Superposición).
- Las *fallas*, como estructura geológica, son más modernas que las rocas que atraviesan (Principio de Intersección).
- Las *fallas* que desplazan otras estructuras (pliegues, rocas intrusivas, otras fallas, etc.) son posteriores a la formación de esas mismas estructuras.
- Los *cabalgamientos* son más modernos que las rocas a las que afectan. En función del desplazamiento de los cabalgamientos, pueden darse relaciones de superposición muy variadas, violando o no el Principio de Superposición.
- El *metamorfismo*, como proceso geológico, es más moderno que las rocas a las que afecta.

- Una roca ígnea de origen *intrusivo* (plutónica o subvolcánica) es más moderna que las rocas encajantes huésped, a quienes suele cortar transversalmente. Una regla similar se cumple con otros tipos de intrusiones tales como domos de sal (diapiros) y diques de arenisca. En estos últimos casos, el proceso intrusivo es lo que es más moderno que la roca encajante, no el propio material intruído.
- Las rocas de origen *volcánico*, procedentes de erupciones subaéreas o subacuáticas, suelen presentarse de forma discordante sobre el resto de formaciones geológicas, con lo que su disposición es posterior a las rocas subyacentes pero anteriores a las suprayacentes.
- No hay que olvidar que el estado actual de los materiales geológicos, tal y como aparecen en los afloramientos, es el resultado de la erosión de los mismos en un ambiente continental (procesos de erosión actual).

Las ideas anteriores son empleadas en la figura siguiente (Figura 36).

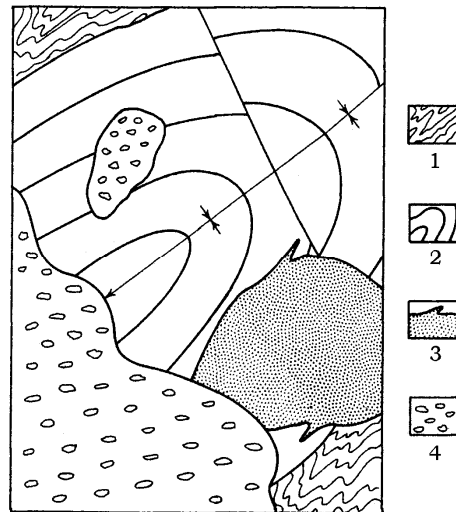


Figura 36. Determinación de la historia geológica a partir de un mapa. 1) Rocas metamórficas; 2) Rocas sedimentarias; 3) Rocas ígneas intrusivas; 4) Rocas sedimentarias. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

La historia geológica, desde los hechos más antiguos hasta los más modernos podría resumirse como sigue:

- a) Sedimentación de una serie sedimentaria pre-metamórfica
- b) Plegamiento y metamorfismo de la 1ª serie (¿sincrónicos?)
- c) Levantamiento y erosión
- d) Hundimiento para formar una nueva cuenca de sedimentación
- e) Sedimentación de una segunda serie sedimentaria
- f) Plegamiento de orientación NE-SW
- g) Fracturación según una dirección NW-SE
- h) Intrusión ígnea
- i) Levantamiento (¿sincrónico de f, g, h?)

- j) Erosión
- k) Hundimiento para formar una nueva cuenca de sedimentación
- l) Sedimentación de una tercera serie sedimentaria
- m) Levantamiento, erosión y desarrollo de la topografía actual

3. Mapas Geológicos con Pliegues

3.1. Elementos Geométricos que Describen un Pliegue y otras Definiciones

- **Pliegue (Fold):** Curvatura desarrollada sobre una superficie planar (estratos, cualquier tipo de foliación, etc.) como resultado de la actuación de esfuerzos. Dichos esfuerzos pueden tener un origen tectónico o gravitatorio.
- **Cresta (Crest):** Punto del pliegue que se encuentra a mayor cota topográfica.
- **Seno o Valle (Trough):** Punto del pliegue que se encuentra a menor cota topográfica.
- **Longitud de onda (Wavelength):** Distancia que separa dos crestas o dos valles consecutivos en una superficie plegada.
- **Punto de inflexión (Inflection point):** Punto en los flancos de un pliegue en el que la curvatura de la superficie plegada pasa de cóncava a convexa o viceversa.
- **Superficie o Plano medio (Median surface) :** Plano o superficie que une los puntos de inflexión de una superficie plegada.
- **Amplitud (Amplitude):** Distancia que separa los puntos de inflexión de la cresta o valle de una superficie plegada, medida de forma perpendicular a su superficie media.
- **Charnela y Zona de Charnela (Hinge):** Alineación de puntos dentro de una superficie plegada que han experimentado la máxima deformación. La zona de charnela es la región inmediatamente adyacente a la línea de charnela.
- **Flanco (Limb):** Zonas adyacentes a la zona de charnela y que, comparativamente, han experimentado una deformación mucho menor, llegando a ser incluso nula en los puntos de inflexión.

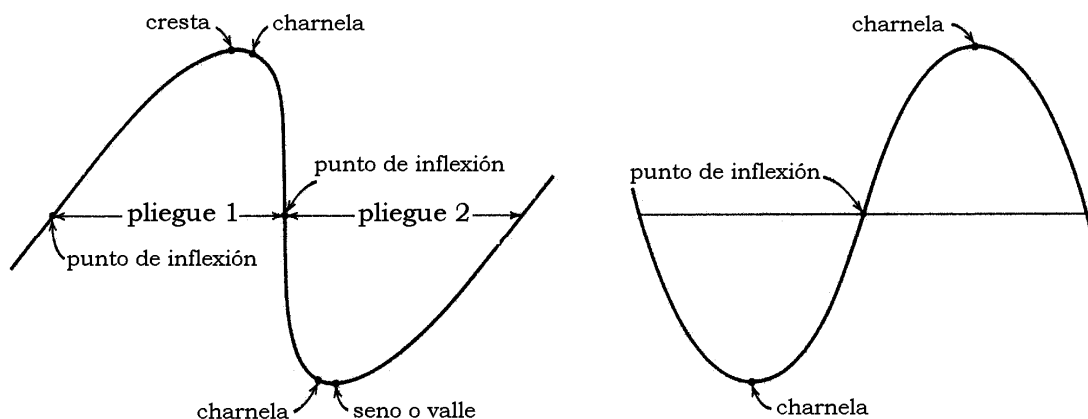


Figura 37. Elementos geométricos de un pliegue. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

- **Eje de un Pliegue (Fold axis):** Línea generatriz ideal de cualquier pliegue. Para un pliegue cilíndrico, la revolución de una recta daría lugar a la generación del pliegue. De esa manera, no tiene una localización específica en ningún punto del pliegue.
- **Plano o Superficie Axial (Axial surface):** Superficie geométrica ideal que une las líneas de charnela de distintas superficies plegadas, dentro de un pliegue.

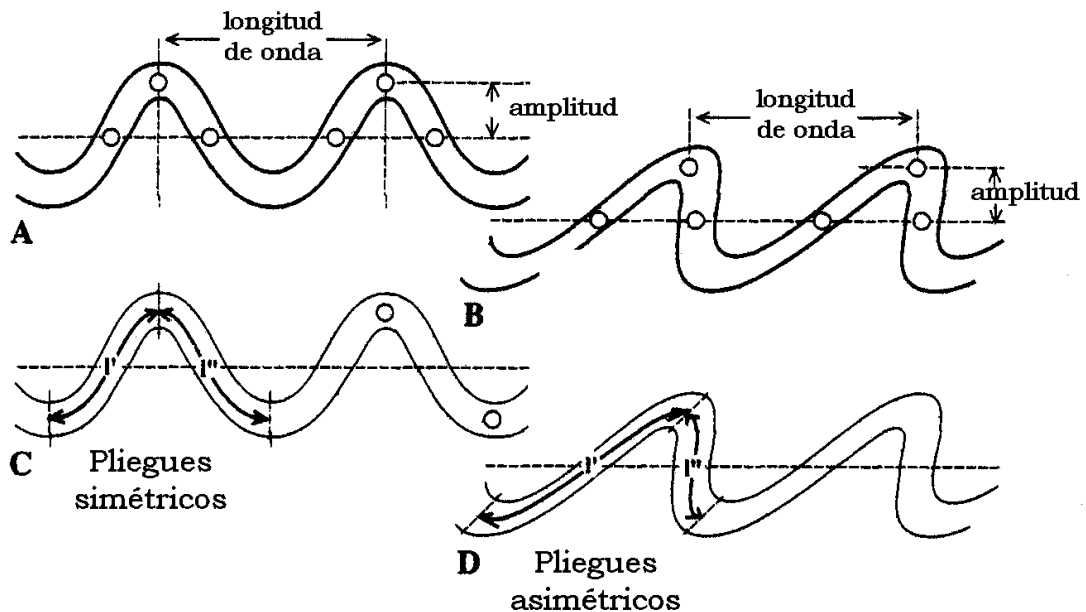


Figura 38. Elementos geométricos de un pliegue y tipo de pliegue de acuerdo con la longitud de sus flancos. **Fuente:** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures Through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

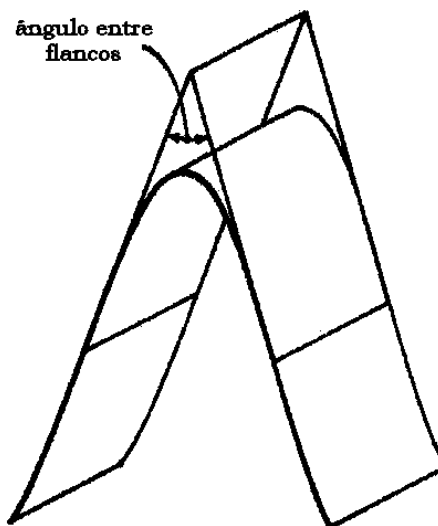


Figura 39. Ángulo entre los flancos de un pliegue. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

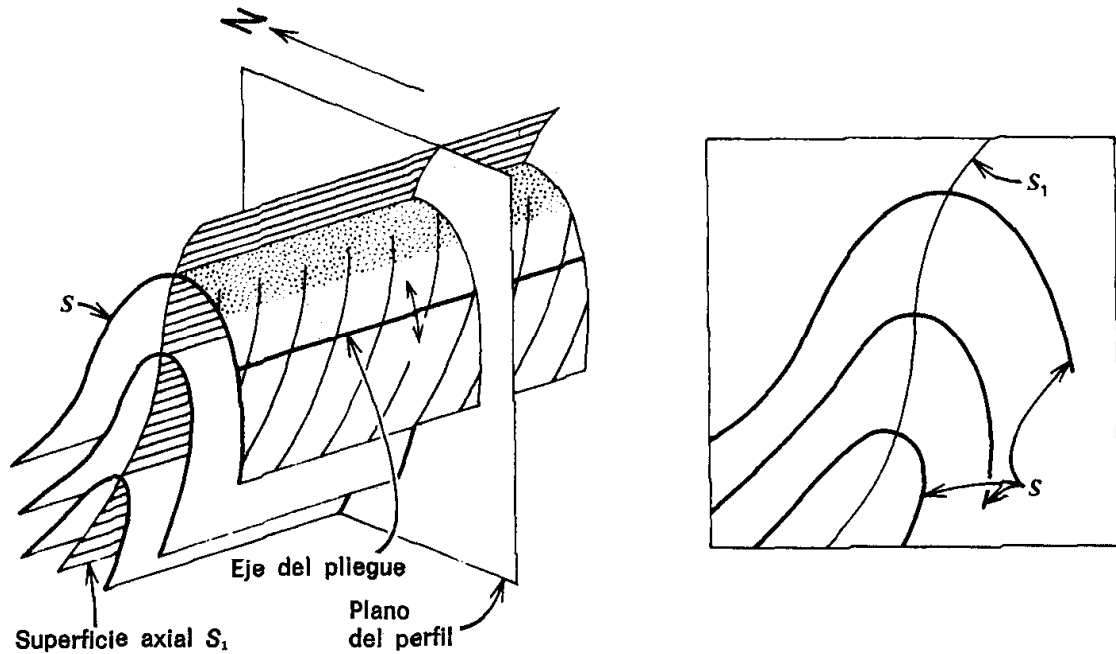


Figura 40. Pliegue cilíndrico e indicación de sus elementos geométricos principales. Las superficies plegadas se representan con la letra S mientras que S_1 corresponde a la superficie axial. Con una trama punteada se indica la localización de la zona de charnela y con otra rayada la de flanco. A la derecha, sección vertical del mismo pliegue de acuerdo con el plano indicado a la izquierda. **Fuente:** Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. (1981) Geología Estructural; Ed. Omega, 518 pp.

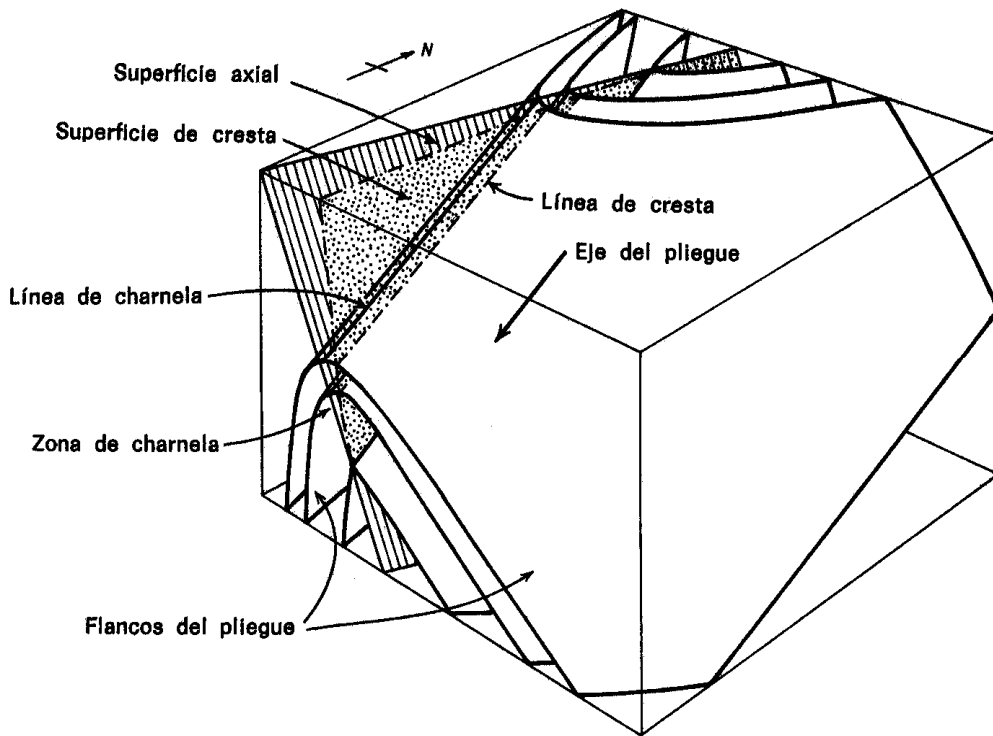


Figura 41. Elementos geométricos de un pliegue. **Fuente:** Ramsay, J.G. (1977) Plegamiento y fracturación de rocas; Ed. Blume, 590 pp.

3.2. Superficies Plegadas y Topografía

Las figuras 42, 43 y 44 muestran diversos aspectos de la traza de pliegues observada en topografías de distinta naturaleza. En la 42 se ve el efecto en la traza de los planos que identifican un pliegue sobre una superficie plana (izquierda) o irregular (derecha).

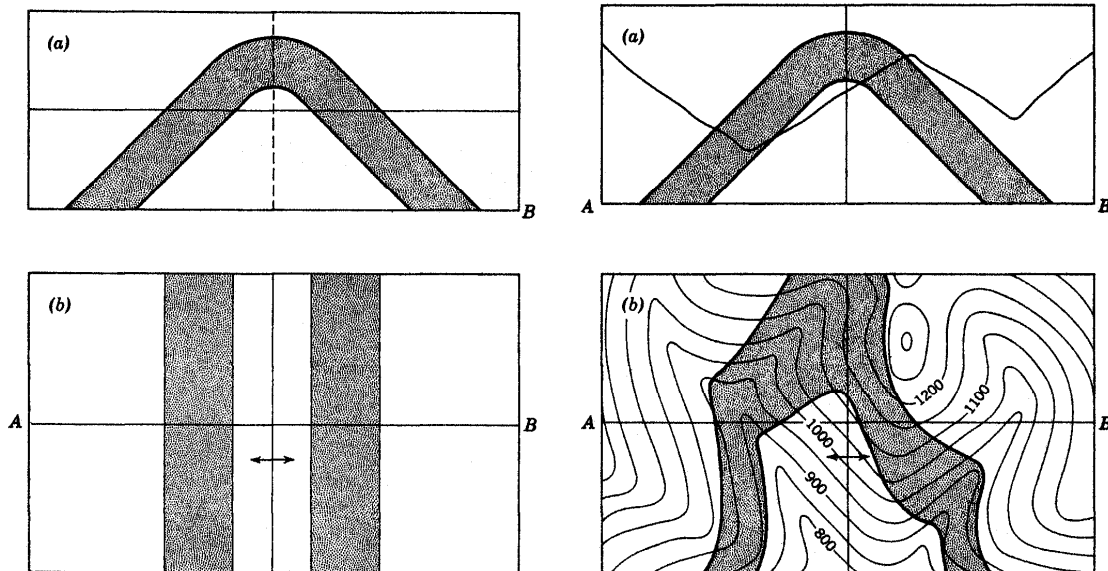


Figura 42. A la izquierda, pliegue de eje horizontal visto en perfil (arriba) y en planta, expuesto en una superficie horizontal. A la derecha, idéntico pliegue pero aflorando en una superficie topográfica irregular. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

Podemos ver claramente que la traza de los planos se ve muy modificada por esa circunstancia. En la figura 43 vemos la traza en una superficie horizontal de los dos planos, techo y muro de un estrato, plegados de acuerdo con un pliegue de eje inclinado. Vemos que el patrón de afloramiento es fácilmente identificable. Ahora bien, en el caso de una superficie irregular (Figura 44), la diferencia en cuanto a las trazas de los planos ya no es tan evidente por lo que será difícil distinguir entre ambas situaciones con facilidad sin un análisis detallado.

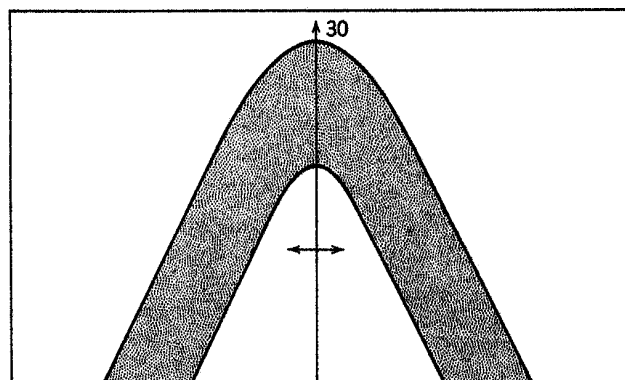


Figura 43. Pliegue de eje inclinado aflorando en una superficie horizontal. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

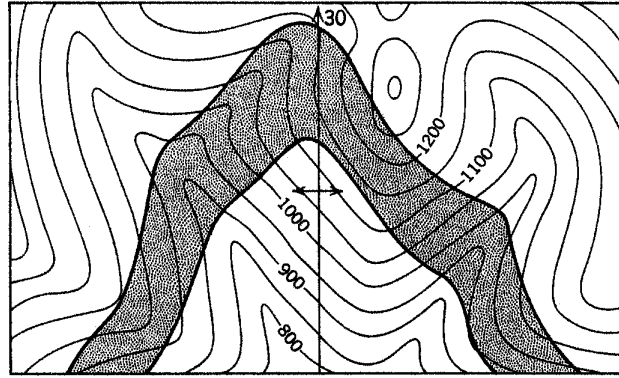


Figura 44. Pliegue de eje inclinado aflorando en una superficie irregular. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

El análisis detallado de las figuras 45 permite darnos cuenta que sería incorrecto el relacionar a través de una dirección de capa dos puntos que, aún estando sobre la superficie plegada, se encuentren en flancos distintos de un pliegue. El motivo cabe buscarlo en el hecho de que para poder ser definida como dirección de capa, ella debe pertenecer tanto al plano geológico considerado como a otro horizontal, es decir, debe ser el resultado de su intersección. En el caso de relacionar dos flancos separados, la línea que nos une puntos del plano a igual cota no pertenece a los mencionados planos *en toda su longitud*.

En algunos mapas podemos encontrarnos con el problema de saber distinguir entre los flancos de un pliegue (a fin de no tener la tentación de dibujar direcciones de capa allá donde no corresponden). La figura 45 aporta una importante información relacionada con ese aspecto concreto.

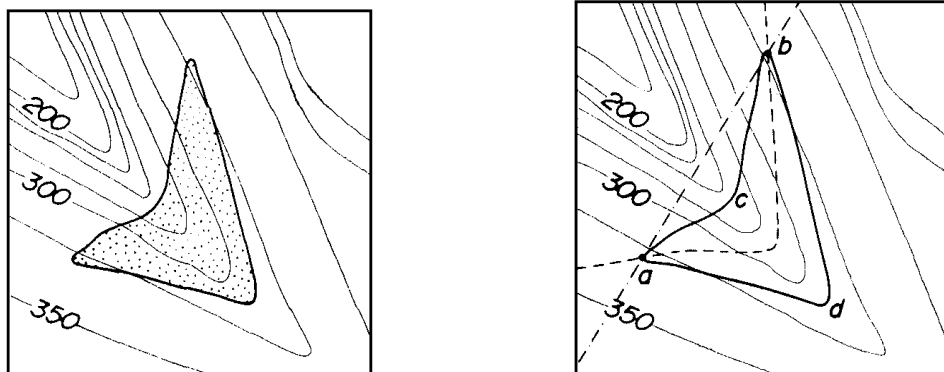


Figura 45. Aspecto de la traza topográfica de un plano plegado cuando éste atraviesa un valle. Observar la inflexión de la traza en las laderas (a la izquierda). La línea a-b en el esquema de la derecha representa a la línea de charnela y al eje del pliegue. La línea discontinua que pasa por a y b y que se dirige al fondo del valle corresponde a la traza del plano axial del pliegue. c y d corresponden a cada uno de los flancos del pliegue

En dicha figura podemos observar que, en las laderas del valle, la traza del plano considerado sufre un súbito cambio de dirección en una zona cuya pendiente es homogénea. Dicho cambio de dirección es compatible tan solo con una situación en la que el plano cuya traza estamos observando esté plegado. El punto de inflexión en la traza a ambos lados del valle se corresponde con la posición de la línea de charnela del pliegue. No debe confundirnos el hecho de tener otras inflexiones (los puntos c y d de la figura de la derecha) puesto que

podemos ver fácilmente, aplicando la regla de la V, que éstas no son otra cosa que la inmersión del plano hacia el fondo del valle.

3.3. Reconocimiento de Pliegues en Mapas Geológicos

Para reconocer la presencia de pliegues en planos geológicos se pueden emplear diversos criterios. Algunos de ellos son enumerados a continuación.

- Estudio del espaciado entre direcciones de capa. Las direcciones de capa pueden interpretarse como isolíneas estructurales, de significado análogo al de las curvas de nivel topográficas. De esa manera, el espaciado variable entre direcciones de capa o cambios en su orientación sugiere la presencia de superficies estructurales (estratos, fallas, etc.) no planares. De la forma y distribución de las direcciones de capa podremos interpretar la geometría de los posibles pliegues (simétrico o asimétrico, etc.).
- Estudio de las series estratigráficas y búsqueda de repeticiones alternantes de subconjuntos dentro de éstas. En el caso de los mapas que trabajaremos, la repetición de las series a menudo se manifestará alrededor de un plano de simetría coincidente con el eje del pliegue. Del análisis de la edad relativa de los materiales presentes en los pliegues (ej. qué materiales son más antiguos y qué posición ocupan respecto del núcleo del pliegue) deduciremos el tipo de pliegue del que se trata.

3.4. Consejos Prácticos para Analizar Mapas con Pliegues

- Es importante recordar el significado de las direcciones de capa y como se dibujan éstas en un plano geológico. Estas serán lineales en la medida que representen una superficie estructural planar. Sin embargo, en una superficie plegada las direcciones de capa serán necesariamente curvadas. Por ello cuando estamos en presencia de pliegues, a la hora de hacer cortes geológicos, no es a veces fácil (ni correcto) prolongar las direcciones de capa a fin de buscar las intersecciones con nuestra dirección de corte.
- Las direcciones de capa deben tomarse en los sectores donde la topografía cambia de orientación, es decir, en valles, crestas y divisorias. Así por ejemplo, no se deben tomar direcciones de capa en laderas, donde la topografía tiene una orientación similar, puesto que se corre el riesgo de identificar como dirección de capa una línea que pasa por dos puntos que pertenecen a dos flancos, o planos diferentes, de un mismo pliegue.
- Los pliegues no son otra cosa que superficies estructurales no planares y como tales, intersectan la topografía. Ello hace que los patrones de afloramiento sean complejos y, a menudo, no obvios a primera vista. Debéis apoyaros siempre en el análisis geométrico explicado anteriormente y, si es el caso, realizar tantos cortes geológicos como sean necesarios a fin de determinar la estructura geológica presente en la región cartografiada.
- No se debe confundir entre la intersección del plano axial del pliegue con la topografía (es decir, su traza axial), que puede ser una línea curva, y el eje del pliegue como tal o su línea de charnela. En los mapas suele

representarse el eje del pliegue como una línea curvada o no en función de las características del mismo.

- Se puede tomar como referencia que en los valles, representados por ríos y arroyos en los mapas geológicos sin topografía, la inflexión en forma de V que suelen tener los contactos geológicos indica normalmente el sentido del buzamiento de las capas. En general este criterio podrá ser utilizado con cierta seguridad para identificar los diferentes tipos de pliegues.
- Es frecuente encontrar en la Naturaleza pliegues plegados. Las etapas de deformación se prolongan a lo largo de millones de años y la posición de una roca respecto del elipsoide de esfuerzos puede variar con el tiempo. Debéis recordar que los procesos tectónicos se desarrollan dentro del contexto del movimiento de las placas litosféricas (Tectónica de Placas) y que zonas deformadas en un periodo geológico dado pueden haber sido deformadas más tarde. Ello introduce una mayor complejidad en los patrones de afloramiento y en la geometría de los pliegues. Esa complejidad está más allá del tratamiento que podemos hacer en este curso.
- En ausencia de criterios objetivos, la potencia de las capas que constituyen los flancos de series plegadas será constante. El hecho de mantener la constancia de la potencia puede ser difícil en las zonas de charnela. Ahí es tolerable un engrosamiento de la misma por comparación con los flancos. Ello será más acusado cuando la geometría de los pliegues resulte ser de tipo similar.
- En ausencia de criterios objetivos, las zonas de charnela de los pliegues se dibujarán de forma redondeada. Existen pliegues con charnelas angulosas (ej. *kinks*, *knees*, *chevrons*) si bien son muy raros y su formación obedece a procesos tectónicos específicos. En general, si no hay evidencias directas de la existencia de tal tipo de pliegues, se dará una cierta curvatura a la zona de charnela. El radio de curvatura no puede precisarse de manera general, pero habrá de ser congruente con el corte geológico realizado.
- Para visualizar mejor la geometría de los pliegues en un corte geológico, es conveniente remarcar con un trazo más grueso los límites entre formaciones geológicas y con trazos más finos las líneas que representan estratos dentro de la misma formación. Por encima de la topografía, se suelen prolongar tan sólo los límites entre formaciones, y ello siempre con línea discontinua. Si los pliegues estuvieran afectados por fallas, la prolongación de las líneas discontinuas por encima de la topografía las tendría obviamente en cuenta. Con ello se gana una mejor visualización de la estructura geológica representada por el corte.

4. Mapas Geológicos con Fallas

Las **fallas** (*fault*) y **diaclasas** (*joints*) son las principales discontinuidades de origen tectónico que aparecen en los mapas geológicos. Su origen suele estar asociado a episodios geológicos de deformación, ya sean estos de tipo compresivo o distensivo. Su datación relativa se efectúa de acuerdo al Principio de Intersección.

La diferencia más significativa entre falla y diaclasa es que en la primera existen evidencias de movimiento relativo entre los bloques a ambos lados de la misma. En las diaclasas (a menudo referidas como fracturas sin desplazamiento o, simplemente, juntas) no se reconocen tales evidencias de movimiento.

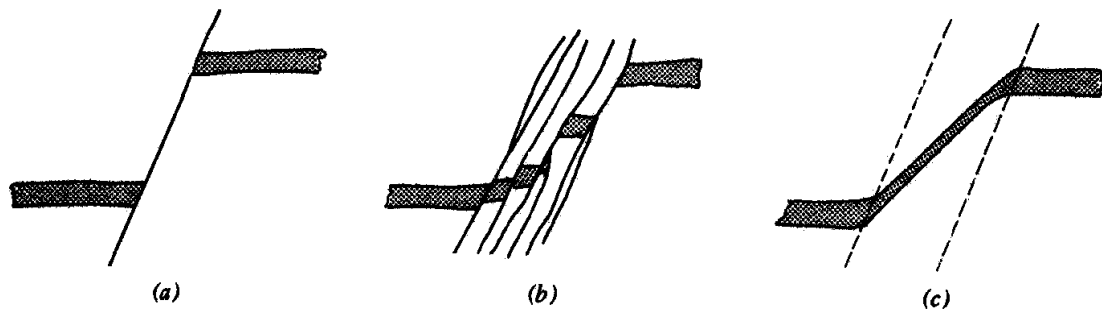


Figura 46. a) Falla; b) zona de falla; c) zona de cizalla. **Fuente:** Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. (1981) Geología Estructural; Ed. Omega, 518 pp.

Uno de los indicadores de movimiento más importantes en planos de falla son las propias estrías de falla (Figura 47), las cuales nos informan no solo del movimiento de los bloques alrededor del plano de falla, sino de la propia dirección y sentido de movimiento.

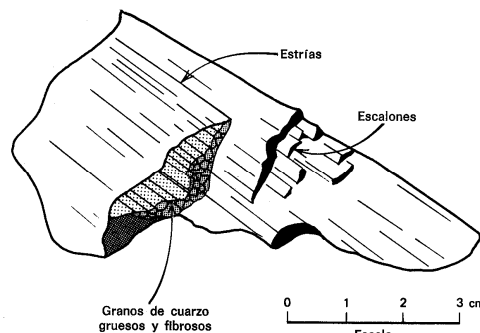


Figura 47. Estrías desarrolladas sobre un plano de falla. Tanto los escalones como el recrecimiento de cristales de cuarzo en los mismos nos dan idea de la dirección y sentido de desplazamiento de los bloques a ambos lados de la falla. **Fuente:** Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. (1981) Geología Estructural; Ed. Omega, 518 pp.

En los mapas geológicos, por motivos de espacio, tan sólo se representa la traza de las principales fracturas de la región cartografiada, indicándose la presencia de diaclasas (y su orientación) mediante símbolos geológicos adecuados.

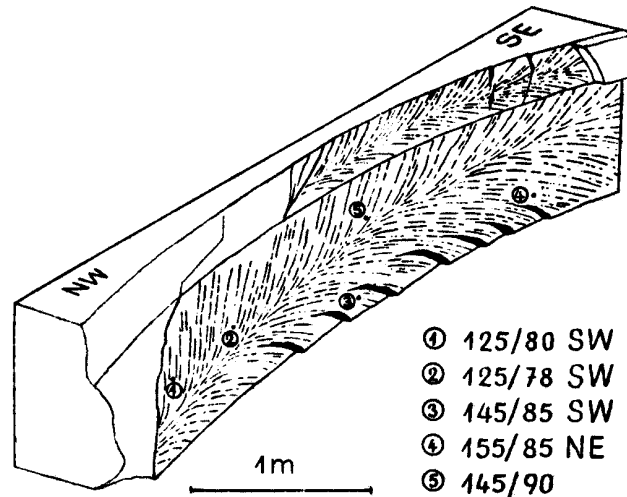


Figura 48. Aspecto típico de la superficie de una diaclasa (estructura en pluma). **Fuente:** Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. (1981) Geología Estructural; Ed. Omega, 518 pp.

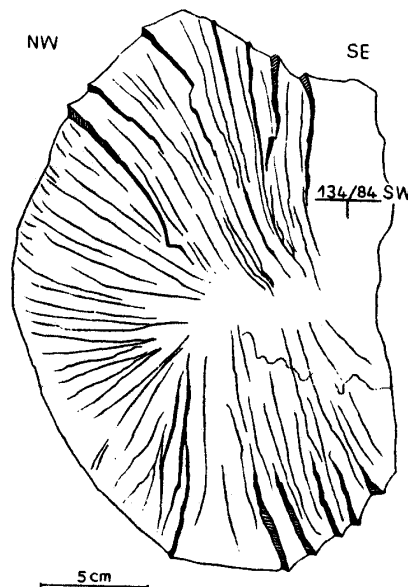


Figura 49. Aspecto típico de la superficie de una diaclasa o junta resultado de la detonación de un explosivo. Observar la característica traza radial de las irregularidades a partir del centro de detonación. **Fuente:** Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. (1981) Geología Estructural; Ed. Omega, 518 pp.

4.1. Elementos Geométricos en Fallas

La figura 50 resume los elementos geométricos principales relativos a fallas. De forma general, respecto del propio plano de falla se distingue un bloque superior (*hanging wall*) y un bloque inferior (*foot wall*) tomando como referencia cuál de los dos apoya sobre la superficie de discontinuidad y cuál descansa sobre la misma.

A la hora de considerar los movimientos de los bloques rocosos alrededor del plano de falla es conveniente cuantificarlos a fin de obtener una información precisa y de potencial utilidad para el análisis de distintos problemas de campo. Para ello hemos de definir, a continuación, algunos conceptos importantes.

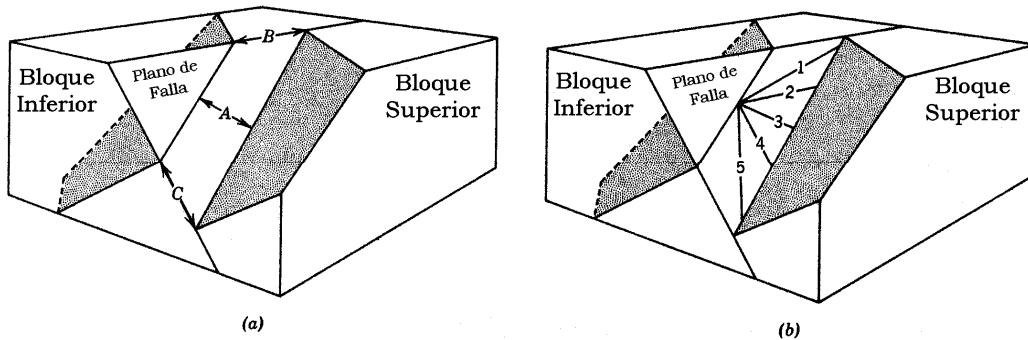


Figura 50. Falla desplazando un plano de referencia. A la izquierda, A) Separación, B) Separación en dirección; C) Separación según el buzamiento; A la derecha, diferentes orientaciones de la separación: 1) inversa-sinistra; 2) sinistral; 3) normal-sinistral; 4) normal; 5) normal-dextra. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

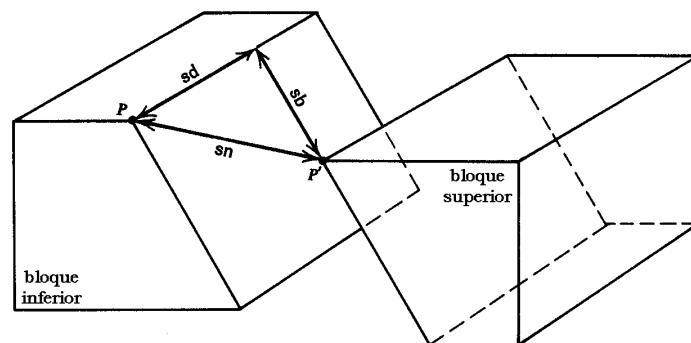


Figura 51. Terminología de los saltos de falla. **Salto neto o total** (sn); **salto horizontal o en dirección** (sd); **salto normal o según el buzamiento** (sb). Observar que sd pertenece tanto a la horizontal como al plano de falla mientras que sb y sn pertenecen tan solo al plano de falla. La componente del salto neto proyectado sobre la horizontal recibe el nombre de **salto neto proyectado** (snp). A su vez, la componente vertical del salto según el buzamiento, recibe el nombre de **salto vertical** (sv), mientras que si se proyecta sobre la horizontal es entonces el **salto normal proyectado** (sbp). Los puntos P y P' se encontraban superpuestos antes de que la falla actuara. **Fuente:** Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. (1981) Geología Estructural; Ed. Omega, 518 pp.

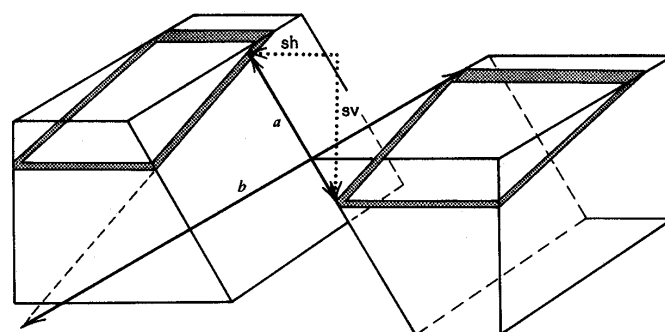


Figura 52. Igual situación a la de la figura anterior pero con un estrato dislocado por efecto del juego de la falla. El desencajado de un rasgo geológico por parte de una falla puede ser medido paralelamente a la dirección de buzamiento de la falla (es decir, perpendicularmente a la dirección de capa de la falla), lo que da la **separación vertical aparente** (sv) la separación en buzamiento (a) y la separación horizontal (b). **Fuente:** Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. (1981) Geología Estructural; Omega, 518 pp.

- **Falla (Fault).** Superficie de discontinuidad deformacional a lo largo de la cual hay evidencias de que se ha producido el desplazamiento apreciable de las masas rocosas que la flanquean. El *plano de falla* es la propia superficie de la falla. La notación que se utiliza para indicar la orientación de los planos de falla es igual que para el resto de planos geológicos. Se denomina *espejo de falla* a la superficie pulimentada que se puede identificar sobre el terreno como correspondiente al plano de una falla, pudiendo presentar estrías o rayas que evidencian la dirección y, a veces, el sentido del desplazamiento de los bloques.
- **Bloque o labios de la falla (Fault walls).** Conjunto de materiales situados a cada lado del plano de falla. Los bloques o labios de falla se adjetivan de acuerdo a su posición respecto del plano de falla: *bloque o labio superior (hanging wall)* cuando están por encima del mismo y *bloque o labio inferior (foot wall)* cuando está por debajo. También se denomina *bloque o labio levantado* y *bloque o labio hundido* al conjunto de materiales que ha experimentado un movimiento relativo ascendente y descendente, respectivamente, de cada lado del plano de falla.
- **Separación (Separation).** Distancia entre las dos trazas de un plano desplazado por una falla, medida en el plano de falla. La **separación en dirección** (*strike separation*) es la componente de la separación medida paralelamente a la dirección de capa de la falla. La **separación en buzamiento** (*dip separation*) es la componente de la separación medida en el plano de falla perpendicularmente al rumbo de la falla. Otra medida del desplazamiento es la **separación estratigráfica**, que es la mínima distancia entre los dos planos desplazados por una falla, la cual se mide perpendicularmente a los mismos y no está necesariamente contenida en el plano de falla.
- **Salto (Slip).** Movimiento relativo sobre un plano de falla, medido desde un bloque de la falla hasta el otro. Los movimientos de los bloques alrededor del plano de falla pueden referirse de varias formas:
 - o **Salto total, neto o real** (*net slip*) representa la distancia de separación mínima entre dos puntos del plano de falla que, antes de actuar la falla, eran adyacentes.
 - o **Salto horizontal** (*strike slip*) es la componente horizontal del salto real, medida en el plano de falla y paralelamente a su rumbo.
 - o **Salto normal o en buzamiento** (*dip slip*) es la componente del salto real, medida en el plano de falla perpendicularmente al rumbo del plano de falla.
 - o **Salto vertical** (*vertical slip*) es la componente vertical del salto real.
 - o **Salto total proyectado** es la componente horizontal del salto real.
 - o **Salto normal proyectado** es la componente horizontal del salto normal.

- ❑ **Falla normal (Normal fault).** Se dice que una falla es normal cuando el labio hundido se puede también identificar como el bloque superior mientras que el levantado es el bloque inferior.
- ❑ **Falla inversa (Inverse fault).** Una falla es inversa cuando el labio hundido es el bloque inferior, y el labio levantado el superior.
- ❑ **Falla de desgarre o en dirección (Strike fault).** Es aquella en que el movimiento dominante de los bloques alrededor del plano de falla se corresponde con el de la componente horizontal del desplazamiento o salto horizontal.
- ❑ **Dextra y sinistra (Right slip – Left slip).** Estos términos se aplican también para caracterizar el movimiento de las fallas, en particular cuando existe una cierta componente horizontal en él. Si nos posicionamos sobre un plano de falla de forma que a nuestros pies quede el propio plano de fractura; si la componente horizontal del desplazamiento es hacia la derecha (en el sentido de avance de las agujas del reloj), la falla se denominará *dextra* o *dextrógira*, mientras que si es hacia la izquierda (en el sentido contrario a las agujas del reloj) la falla será *sinistra* o *levógira*.
- ❑ **Cabalgamiento o manto de corrimiento (Thrust fault).** Se trata de un tipo de falla inversa que, debido a la acción de empujes tangenciales, presenta un plano de falla de escaso buzamiento y produce dislocaciones y desplazamientos de gran extensión.
- ❑ **Alóctono y autóctono (Allochthonous – Autochthonous).** Desde el punto de vista tectónico, el término *alóctono* indica el material geológico que ha sido transportado por procesos tectónicos desde su lugar de origen. *Autóctono* indica el material geológico, que aunque deformado, no ha sido sensiblemente transportado por procesos tectónicos desde su lugar de origen. Se trata también de términos de aplicación relativa dado que se utilizan a menudo para comparación.

4.2. Simbología en Mapas Geológicos para las Fallas

En la figura 53 se resumen los principales símbolos empleados en mapas geológicos relativos a fallas. En dicha figura se identifica el bloque o labio levantado de una falla como Lh mientras que al bloque hundido le corresponde Lh. Una falla normal se indicará con unas líneas cortas perpendiculares a la traza de la falla y de igual grosor que ésta. Dichas líneas se trazarán en el lado correspondiente al bloque hundido de la falla. Las fallas inversas y cabalgamientos (los cuales pueden tomarse como fallas inversas de ángulo muy bajo) se indicarán con triángulos equiláteros (sin rellenar o rellenos) uno de cuyos lados estará comprendido en la traza de la superficie de la falla. Los triángulos se localizarán en el lado de la traza de la falla que corresponda al bloque levantado. En ambos casos, tanto las líneas cortas como los triángulos irán equiespaciados a todo lo largo de la traza de la falla.

En el caso particular de los cabalgamientos, el símbolo a utilizar es idéntico al de las fallas inversas. En la figura 53 Au hace referencia a la unidad autóctona, es decir, aquella que no se ha desplazado (bloque inferior) respecto de la alóctona, Al, que sí lo habría hecho (bloque superior).

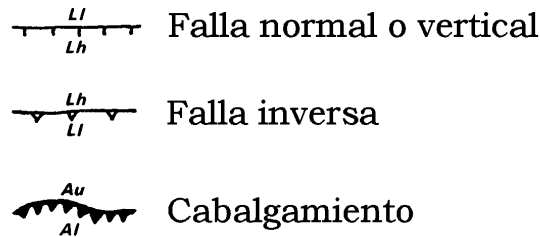


Figura 53. Símbolos principales empleados en mapas geológicos con fallas

Si una falla ha tenido una componente de movimiento horizontal, esta puede ser representada en un plano geológico mediante una pareja de puntas de flecha cuya orientación sea paralela a la traza de la falla y cuyo sentido sea congruente con el sentido de movimiento deducido (dextro o sinistro). Ambas puntas de flecha se dispondrán a cada lado de la traza de la falla, de forma paralela.

Si un mapa se encuentra demasiado recargado de información, es posible indicar el bloque levantado y el hundido con unos signos + y –, respectivamente.

En los cortes geológicos es necesario indicar el sentido de movimiento de la falla mediante unas puntas de flecha que, dispuestas cada una de ellas a cada lado de la línea que representa la falla, nos informe con su sentido de los movimientos verticales relativos de los bloques de la falla, si es que los hubiera habido.

Para mejorar la visualización de la falla en el corte, es adecuado prolongar la traza de la(s) falla(s) en el corte más allá de su intersección con la superficie mediante una línea discontinua.

4.3. Reconocimiento de Fallas en Mapas Geológicos

Para reconocer e interpretar la presencia y las características de las fallas, tanto en los mapas geológicos como sobre el terreno, se pueden emplear diversos criterios. Algunos de ellos son enumerados a continuación:

- No siempre pueden identificarse las fallas sobre el terreno. En muchos casos se deducen a partir de diferentes afloramientos y de la disposición de los materiales geológicos. Así, no siempre es fácil saber de qué tipo de falla se trata con lo que, en muchas ocasiones, se interpretan e indican como *contactos tectónicos indiferenciados*.
- Las fallas corresponden a puntos de la corteza terrestre más susceptibles de ser meteorizados. Por ello, es bastante frecuente que la red de drenaje en macizos rocosos coincida con la orientación de las fallas y fracturas principales.
- La regla general para conocer ciertas características de las fallas es que en el bloque hundido se encuentran los materiales geológicos más modernos.
- Otra regla para interpretar la presencia y las características de las fallas consiste en que una misma formación geológica tendrá espacialmente un aumento drástico de potencia o de espesor en el bloque hundido de una falla o fractura, sin que ello signifique un cambio de orientación en los materiales geológicos.

- Las fallas normales e inversas suelen tener ángulos de buzamiento pronunciados y una orientación más o menos constante a la escala habitual de los mapas geológicos.
- Los planos de dislocación de los cabalgamientos o mantos de corrimiento suelen tener ángulos de buzamiento poco pronunciados, así como orientaciones relativamente variables, a la escala habitual de los mapas geológicos.

4.4. Planos de Falla y Topografía

Al igual que sucede con el resto de planos geológicos, en los mapas se representa la traza en superficie de las fallas, es decir, la línea resultado de la intersección entre el plano de falla y la topografía. Si la falla es estrictamente vertical, la traza en superficie será estrictamente rectilínea pero, si no es así, la traza de la falla será una línea curvada de acuerdo a la topografía que atraviese. Tan solo en el caso de que la topografía sea estrictamente plana, una falla vertical o inclinada dará una traza completamente rectilínea.

A la hora de trabajar con planos de falla, los consideraremos como cualquier otro plano geológico, es decir, podremos buscar sus direcciones de capa o aplicar la regla de la 'V'. Sin embargo, recordaremos que se trata de estructuras tectónicas que pueden ser secantes respecto de diversas litologías (ya sean ígneas, metamórficas o sedimentarias). Desde el punto de vista de la historia geológica, su datación se efectuará de acuerdo a los Principios de Intersección y Superposición.

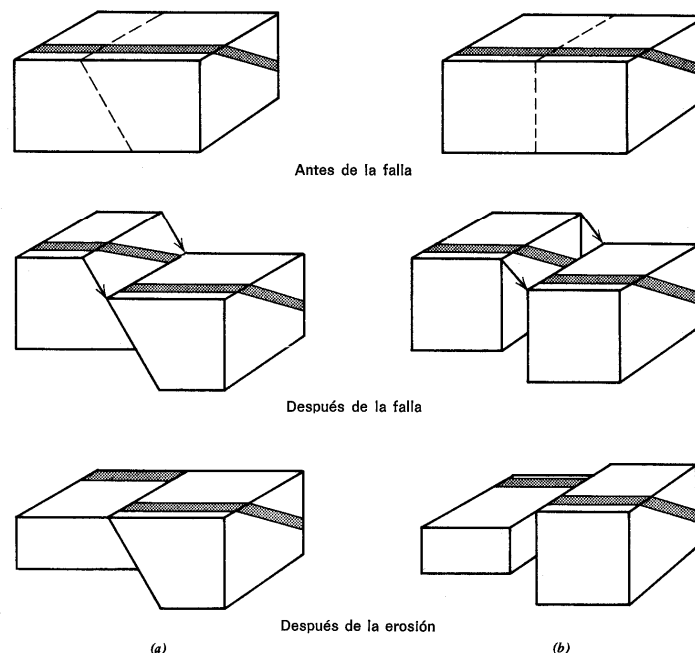


Figura 54. Ejemplos de contactos desencajados en superficies de erosión que no reflejan los verdaderos desplazamientos de las fallas. a) Desencajado paralelo a la dirección de la falla desarrollada por simple salto según el buzamiento. b) Desencajado dextro desarrollado por salto oblicuo con una componente sinistral. **Fuente:** Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. (1981) Geología Estructural; Ed. Omega, 518 pp.

4.5. Análisis de Mapas con Fallas Inclinadas

El trabajo con fallas inclinadas en mapas no es mucho más complicado que trabajar con fallas verticales, las cuales son un caso particular de las primeras. Podemos ver un ejemplo de trabajo con éste tipo de mapa a partir de las figuras 55 y 56. De forma ordenada el procedimiento general consiste en:

- Buscar las direcciones de capa de la falla a las alturas correspondientes a las curvas de nivel del mapa.
- Determinar el ángulo de buzamiento de la misma.
- Seleccionar un plano (en uno de los bloques de la falla) y buscar sus correspondientes direcciones de capa a las mismas alturas que las direcciones de capa de la falla.
- Buscar el mismo plano al otro lado de la falla y sus correspondientes direcciones de capa. Obviamente, dichas direcciones de capa deben coincidir en cota con las de las direcciones de capa anteriormente determinadas.
- Buscar en cada uno de los dos bloques de la falla los puntos de intersección de cada dirección de capa del plano geológico considerado con las correspondientes a las de la misma cota del plano de falla. Dichos puntos de intersección pertenecen tanto al plano considerado como al plano de falla. Para las diferentes direcciones de capa del plano geológico y el mismo bloque de la falla tendremos puntos de intersección, la unión de los cuales nos dará la línea de intersección entre el plano problema y la falla, en uno de los bloques de la falla. Hecho lo propio con las direcciones de capa del plano en el otro bloque de la falla, tendremos las dos líneas de intersección, desencajadas debido al movimiento de la falla.
- Si ambas líneas de intersección son paralelas, entonces no hubo rotación relativa entre los bloques al producirse el movimiento de la falla.
- La **separación en dirección** se determina sobre una dirección de capa de la falla, midiendo sobre ésta la distancia que separa las dos líneas de intersección. Dicha longitud, medida, por ejemplo, en *cm* y corregida para la escala gráfica del mapa nos dará la separación según la dirección de la falla.
- El **salto vertical** de la falla lo evaluaremos viendo la diferencia de cota que existe entre las dos líneas de intersección, observadas en la perpendicular a las direcciones de capa de la falla. El *salto proyectado sobre la horizontal* (o salto normal proyectado) lo calcularemos midiendo la longitud de la línea trazada perpendicularmente a las direcciones de capa de la falla, entre ambas líneas de intersección. Combinando el salto vertical y el salto proyectado sobre la horizontal, podremos calcular de manera trigonométrica el **salto según el buzamiento** o salto normal de la falla.

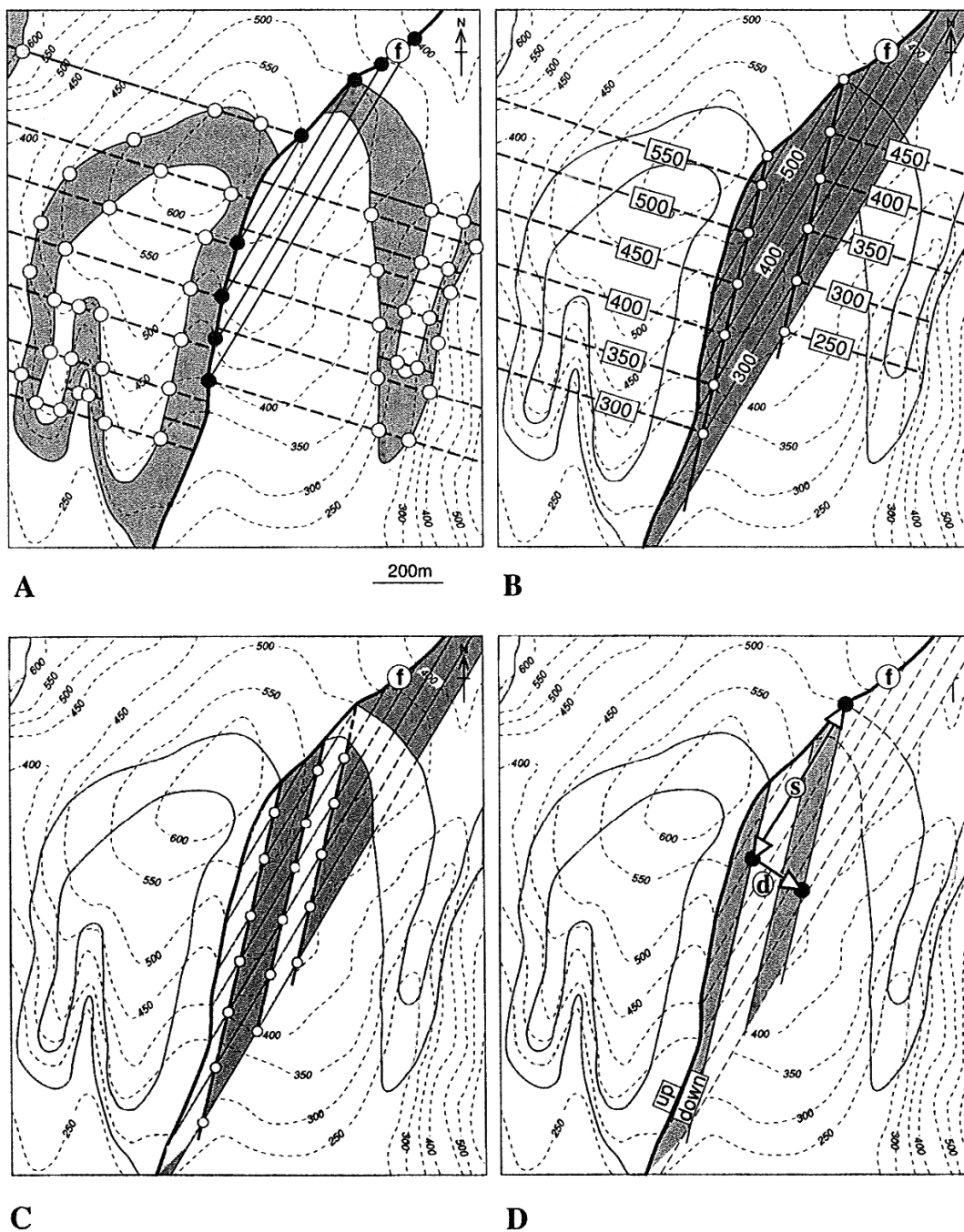


Figura 56. Resolución del problema anterior. S hace referencia a la separación horizontal, mientras que d a la separación normal proyectada según el buzamiento. Up y Down indican el bloque superior e inferior, respectivamente, respecto del plano de falla. **Problema tomado de** Powell, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

5. Análisis Geométrico de Problemas Geológicos

5.1 Introducción

El mapa geológico representa la distribución de los afloramientos de los diferentes materiales y rocas que se pueden encontrar sobre la superficie del terreno.

Los problemas de orden geológico que se plantean pueden ser más o menos complejos dependiendo en gran medida de la cartografía geológica y de la topografía de la región. La resolución de estos problemas pretende en general mejorar el conocimiento sobre las características de los materiales geológicos ocultos y situados bajo la superficie del suelo.

En muchos casos interesa pues prescindir de la topografía del terreno con objeto de simplificar el planteamiento del problema que se desea resolver. De este modo se suele separar el problema del mapa geológico con el fin de plantearlo de manera más simplificada sobre un terreno hipotéticamente horizontal.

De hecho se trata de plantear el problema o parte del mismo sobre un plano horizontal, a una o varias cotas topográficas. Para ello se realiza en primer lugar el traslado gráfico de los elementos estructurales del mapa geológico que se consideren necesarios. De este modo se puede resolver por separado el problema a partir de cortes geológicos, abatimiento gráfico de perfiles y/o métodos trigonométricos.

El principal objetivo de esta práctica es pues el de resolver en uno o varios planos hipotéticamente horizontales, mediante métodos gráficos, algunos de los problemas más comunes que se pueden plantear en geología y en ingeniería del terreno, y ello sobre todo con el fin de que sirvan a su vez de referencia para resolver otros problemas de características similares.

5.2. Dirección y Buzamiento de Capas

5.2.1. Problema de los Tres Puntos

A menudo, cuando se realizan sondeos, es frecuente obtener información de la profundidad a la que se encuentra una determinada formación geológica. Frecuentemente, la cota a la que se encuentra esa formación en profundidad de diversos puntos es distinta. Si se tiene información de, al menos, tres puntos de un mismo plano geológico es posible calcular tanto la dirección de capa del plano en cuestión como su buzamiento. Ello constituye el denominado problema de los tres puntos (Fig. 57).

En este problema se pretende pues determinar la dirección y el buzamiento de una capa a partir de tres puntos pertenecientes a la misma y situados a diferentes alturas.

Para resolver gráficamente este problema conviene tener antes en cuenta el siguiente razonamiento. Dos puntos situados a igual altura definen la dirección de capa, si uno de estos 3 puntos es el que se encuentra a altura intermedia, lógicamente el otro punto se encontrará entre el punto más alto y el punto más bajo. El buzamiento se puede calcular mediante la distancia perpendicular a la

dirección de capa y la diferencia de altura entre la línea de dirección de capa y el punto más bajo.

El problema se puede construir de la siguiente forma:

- 1) Situar los tres puntos **A**, **B** y **C** en una hoja orientada como mapa. Unirlos después formando un triángulo.
- 2) Entre los puntos más alto y más bajo, **A** y **C**, hay uno **D** a la misma altura que el punto intermedio **B**.
- 3) Para encontrar el punto **D** hay que realizar un corte geológico (C.G.) que pase por la línea AC. El corte geológico se puede realizar abatiendo gráficamente la línea inclinada AC sobre el plano horizontal a la cota 450 m de **A** (C.G.1.-450 m).
- 4) El punto que tendría la misma cota que **B** (525 m) estaría proyectado en **D** sobre la línea AC. La dirección de capa (D.C.) a la cota 525 m estaría pues sobre la línea BD (D.C.-525 m).
- 5) El buzamiento de la capa se puede calcular realizando un corte geológico por la línea AE que pasa por **A** y que es perpendicular a la dirección de capa (D.C.). De este modo, el abatimiento del punto **A** de cota 450 según la línea AE de cota 525 (C.G.2.-525 m), la diferencia es de 75 m, permite conocer el ángulo de buzamiento δ de la capa.

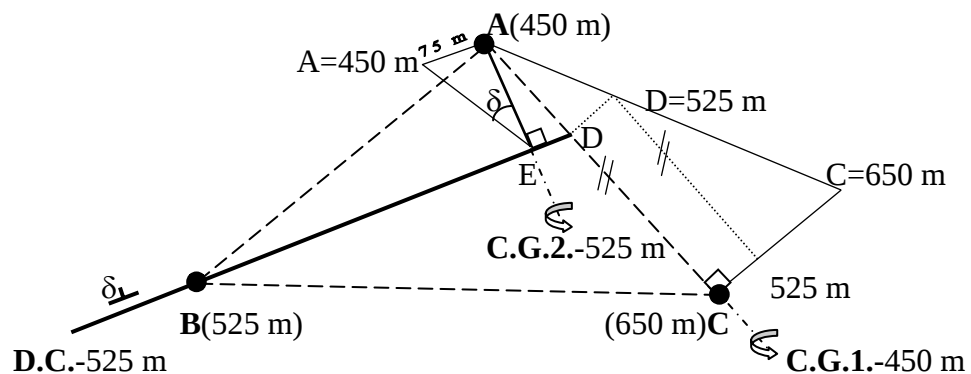


Figura 57. Resolución del problema de los tres puntos

5.2.2. Buzamiento Aparente

La figura 58 define los elementos geométricos más importantes de un plano geológico inclinado. Podemos observar fácilmente también que el ángulo de buzamiento de un plano posee un valor máximo (esto es, el buzamiento real) cuando éste es observado perpendicularmente a la dirección de capa del propio plano mientras que va disminuyendo y alcanza un mínimo de 0° cuando la dirección de observación es paralela a la dirección de capa.

En este problema se pretende determinar el buzamiento aparente de una capa a partir del conocimiento de la dirección y del buzamiento real de la capa.

Concretamente, si se conoce la orientación real de una capa (p.ej., N90E, 30N), se puede determinar el buzamiento aparente de la capa en una dirección no perpendicular a la dirección de capa (p.ej. N45W).

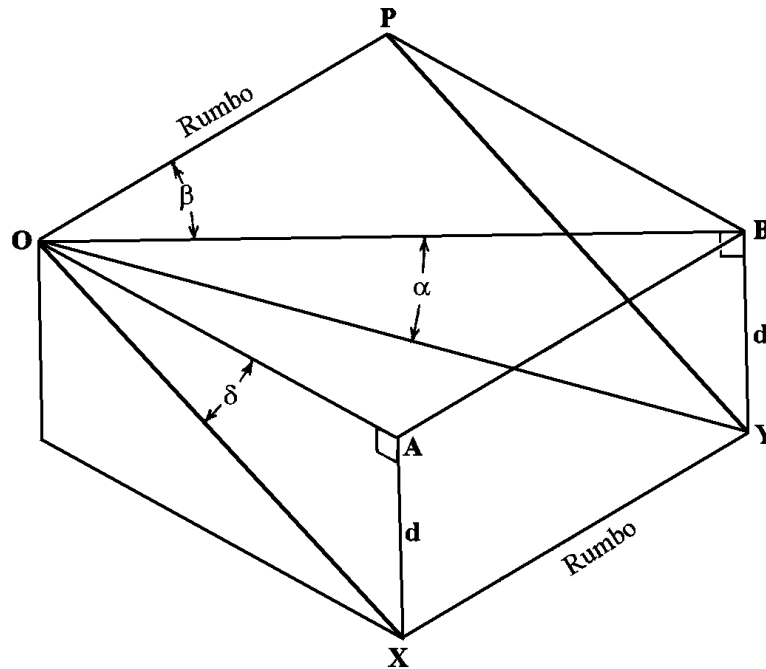


Figura 58. Elementos geométricos principales que definen el ángulo de buzamiento real (δ) y un ángulo de buzamiento aparente (α) de un plano geológico. La línea OP representa la dirección de capa mientras que la OA es la de buzamiento. El ángulo horizontal β representa cualquier dirección sobre la cual calcular un buzamiento aparente. Figura modificada de Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques; John Wiley & Sons, 208 pp.

Este problema se puede construir de la siguiente forma:

- 1) Situar la dirección de capa N90E (D.C.)
- 2) Realizar un corte geológico (C.G.1) en la dirección de buzamiento real, es decir según una perpendicular a la dirección de capa. En este sentido se puede abatir sobre la horizontal el ángulo de buzamiento real δ (30°) en el que se selecciona una profundidad cualquiera d .
- 3) Se sitúa la dirección de buzamiento aparente (N45W) y se determina, mediante una línea paralela a la dirección de capa, el punto de la misma en el que se encontraría la profundidad d .
- 4) En la dirección de buzamiento aparente (N45W) se realiza otro corte geológico (C.G.2). Según este corte se puede abatir la profundidad d y de este modo conocer cual sería el ángulo de buzamiento aparente α en esta dirección no perpendicular a la dirección de capa.

Desde el punto de vista trigonométrico el problema anterior se puede resolver mediante la siguiente expresión: $\tan \alpha = \tan \delta \cdot \sin \beta$ en la que δ es el ángulo de buzamiento real de la capa, y β es el ángulo que forma la dirección aparente con la dirección de capa.

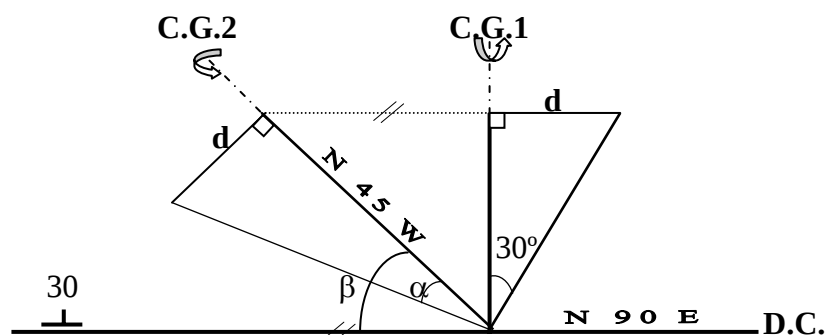


Figura 59. Construcción gráfica para realizar el cálculo del buzamiento aparente

5.2.3. Buzamiento Real

Los aspectos geométricos más relevantes para la resolución de éste problema quedan recogidos en el bloque-diagrama de la figura 60 y 61.

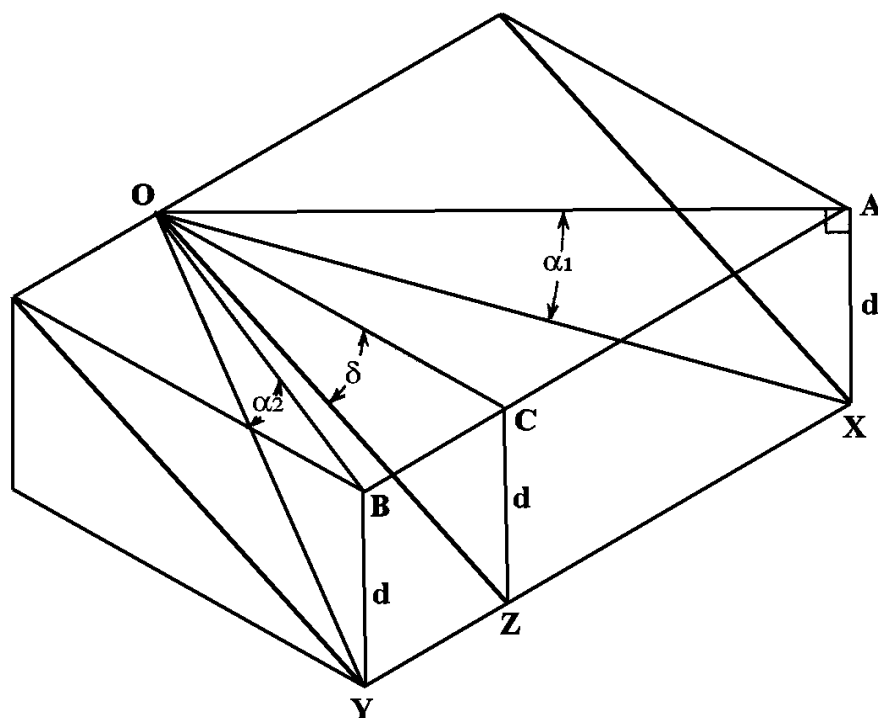


Figura 60. Elementos geométricos principales a tener en cuenta en la resolución del problema del cálculo del buzamiento real a partir de dos aparentes. δ es el ángulo de buzamiento real mientras que α_1 y α_2 son dos buzamientos aparentes. **Figura modificada de** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

En este problema se pretende determinar la dirección y el buzamiento real de una capa a partir del conocimiento de dos buzamientos aparentes de la misma. Para resolver este problema se parte de dos buzamiento aparentes de una capa (p.ej. N72W, 10N y N35E, 25N). Se trata de determinar la orientación real de la capa, es decir su dirección de capa y su buzamiento real.

La solución gráfica del problema se ilustra a continuación:

- 1) Situar las dos direcciones aparentes conocidas (N72W y N35E).

- 2) Realizar sendos cortes geológicos (C.G.1 y C.G.2) a lo largo de las direcciones aparentes. Para ello abatir según estas direcciones los buzamientos aparentes conocidos α_1 y α_2 (10N y 25N).
- 3) Seleccionar en ambos cortes geológicos una misma profundidad d cualquiera.
- 4) La línea que une dos puntos de igual profundidad d es la dirección de capa buscada N90E (D.C.).
- 5) Si realizamos un corte perpendicular a la dirección de capa (C.G.3), podremos abatir sobre la horizontal la profundidad d . De este modo podremos determinar el buzamiento real de la capa ($\delta=30^\circ$ N).

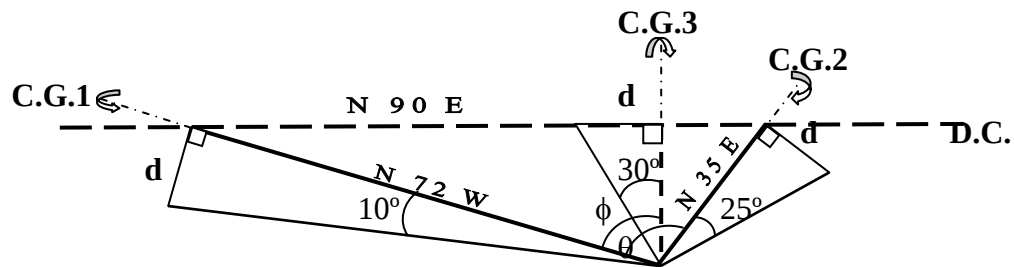


Figura 61. Construcción gráfica para el cálculo del buzamiento real de una capa

Las expresiones siguientes permiten resolver, desde el punto de vista trigonométrico, cualquier problema geológico similar al anterior:

$$\operatorname{tg} \phi = \frac{\left| \frac{\operatorname{tg} \alpha_2}{\operatorname{tg} \alpha_1} - \cos \theta \right|}{\sin \theta} \quad \operatorname{tg} \delta = \frac{\operatorname{tg} \alpha_1}{\cos \phi}$$

En las que θ es el ángulo que forman las dos direcciones aparentes de la capa, ϕ es el ángulo que forma la primera dirección aparente con la dirección de buzamiento real de la capa, y α_1 y α_2 son los dos ángulos de buzamiento aparente de la capa.

5.3 Espesores y Profundidades de Capas

5.3.1 Espesores

Uno de los problemas que más comúnmente se plantea en geología es determinar el espesor real de una capa. Dicho espesor corresponde a la distancia mínima entre el techo y el muro y deberá por tanto determinarse en donde aparece el buzamiento real, es decir, en un corte geológico perpendicular a la dirección de capa.

Otro problema característico es determinar el espesor aparente de la capa. Este espesor es mayor que el espesor real y se determinará en cualquier corte geológico que no es perpendicular a la dirección de capa y en el que por tanto el buzamiento es aparente.

Cuando sobre un mapa geológico observamos el plano de la base y del techo de una formación o estrato, la distancia perpendicular que existe entre ambas recibe el nombre de amplitud de afloramiento (Figura 62). Dicha amplitud será igual a la potencia real en el caso de que la capa sea vertical. En cualquier

otro caso, la potencia real, t , la calcularemos a partir de la amplitud de afloramiento, w , y del ángulo de buzamiento real de la capa, δ , a través de la relación $t = w \cdot \sin(\delta)$.

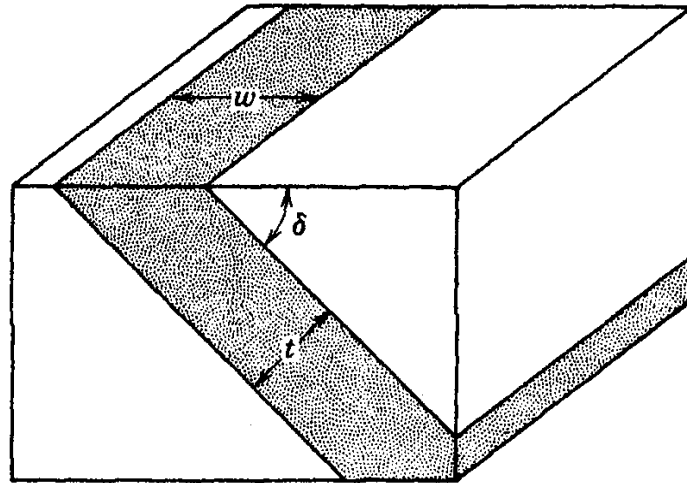


Figura 62. Concepto de potencia real u ortogonal (t) y relación con la amplitud de afloramiento (w) a través del ángulo de buzamiento real (δ). **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

También se puede calcular t a partir del espesor vertical de la capa v , mediante la relación $t = v \cdot \cos(\delta)$. En todo caso, la relación entre la amplitud del afloramiento w y el espesor vertical v , es la siguiente $v = w \cdot \tan(\delta)$. Si en las expresiones anteriores el ángulo de buzamiento no es el real δ , sino que es el aparente α , se podría calcular el espesor aparente de la capa t' en la dirección de buzamiento aparente (en dicho caso se sustituirá w por la amplitud de afloramiento aparente w' , permaneciendo el espesor vertical v invariable).

Para ilustrar la resolución de estos dos problemas vamos a plantear una cartografía geológica concreta en una topografía típicamente horizontal.

Si se supone pues que se conocen las direcciones del muro (D.C.M.) y del techo (D.C.T.) de un estrato o capa (N45E, 30S), veamos cómo se puede determinar en primer lugar el espesor real de la capa, y en segundo lugar el espesor aparente en una dirección de buzamiento aparente, por ejemplo N90E.

La solución gráfica de este problema se ilustra en la figura 63:

- 1) Situar en el plano horizontal las direcciones del muro (D.C.M.) y del techo (D.C.T.) de la capa (N45E, 30S).
- 2) Realizar un corte geológico (C.G.1) perpendicularmente a ambas direcciones. Para ello abatir sobre el plano horizontal el ángulo de buzamiento (30S) a partir de la intersección entre el corte y ambas direcciones.
- 3) El espesor real de la capa e es la distancia mínima entre los buzamientos abatidos del muro (M) y del techo (T).
- 4) El espesor vertical de la capa v es la distancia entre los buzamientos abatidos del muro y del techo tal que se podría medir

perpendicularmente al corte geológico. Este espesor vertical de la capa v es constante e independiente de la dirección del corte geológico que se realice.

- 5) En la dirección de buzamiento aparente (N90E) se realiza otro corte geológico (C.G.2). En él se puede abatir el espesor vertical v y así conocer el buzamiento aparente α del techo y del muro de la capa.
- 6) El espesor aparente de la capa e' es la distancia mínima entre los buzamientos aparentes abatidos del muro (M) y del techo (T).

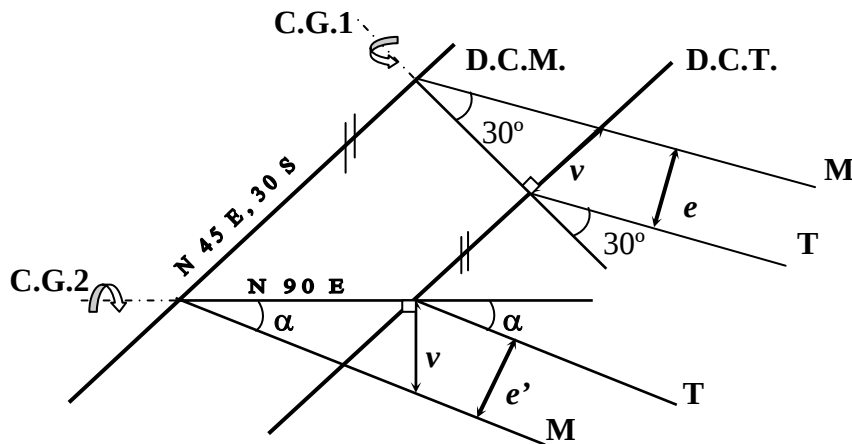


Figura 63. Construcción gráfica para el cálculo de la potencia de una capa

En cortes geológicos, el cálculo de la potencia se realiza de acuerdo con el ángulo de buzamiento real y la pendiente topográfica del terreno. En las figuras 64 y 65 se ilustran algunos procedimientos de cálculo.

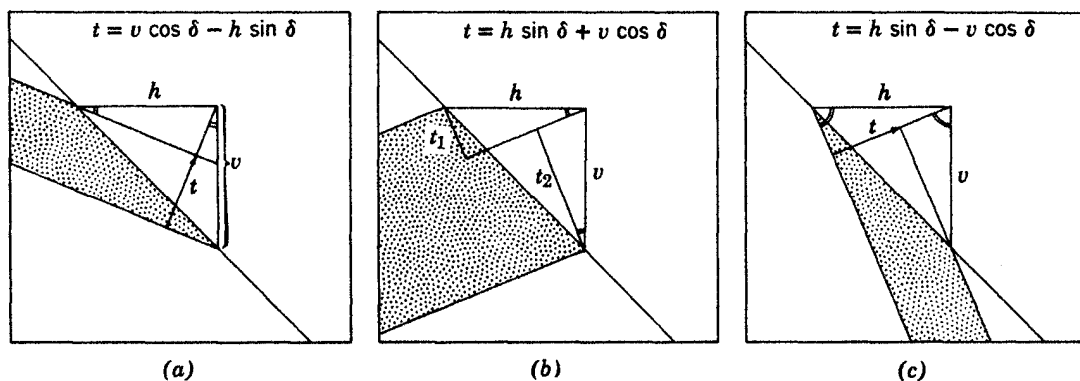


Figura 64. Cálculo de la potencia real (t) de una formación geológica a partir de distancias verticales (v) y horizontales (h), conociendo el ángulo de buzamiento real (δ). **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques; John Wiley & Sons, 208 pp.

La expresión que puede considerarse general para los casos planteados en la figura anterior será pues la siguiente: $t = |h \cdot \sin \delta \pm v \cdot \cos \delta|$; donde el signo (–) se empleará cuando el terreno y la capa tienen la misma inclinación, y el signo (+) cuando las inclinaciones del terreno y de la capa sean contrarias.

La figura 65 utiliza, sin embargo, la amplitud del afloramiento, en una topografía que no es horizontal, como parámetro de evaluación del espesor de una capa. La expresión que puede considerarse general para los casos que se plantean sería pues la siguiente: $t = w \cdot \sin|\delta \pm \sigma|$; donde el signo (-) se empleará cuando el terreno y la capa tienen la misma inclinación, y el signo (+) si las inclinaciones del terreno y de la capa son contrarias.

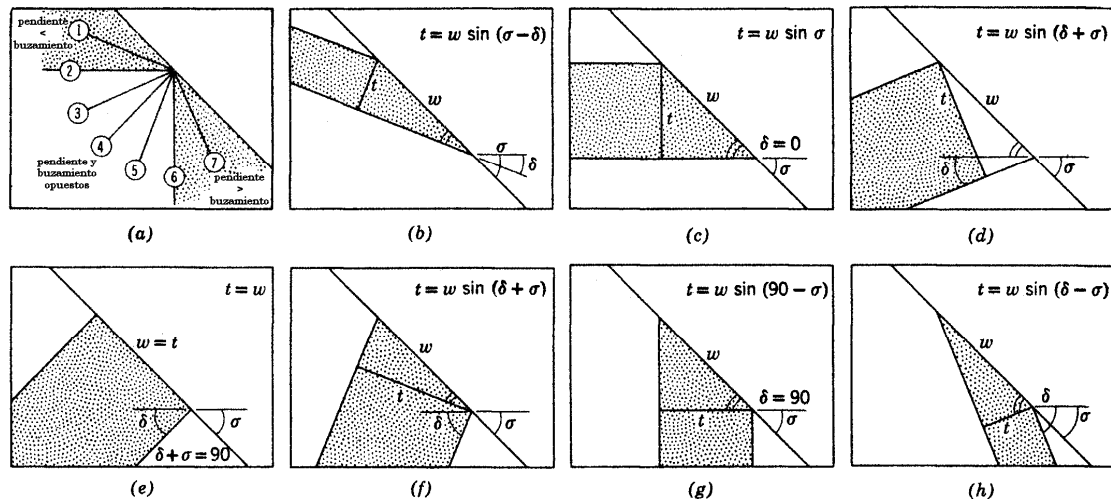


Figura 65. Cálculo de la potencia real (t) de una formación geológica a partir de al amplitud de afloramiento (w) y los ángulos de pendiente del terreno (σ) y de buzamiento real (δ). **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

5.3.2 Profundidades

Un problema bastante común es conocer la profundidad a la que un sondeo vertical cortaría una determinada formación geológica. Si el sondeo no es vertical, sino que tiene una cierta inclinación, también se puede intentar estimar la distancia a la que se encontraría dicha capa geológica.

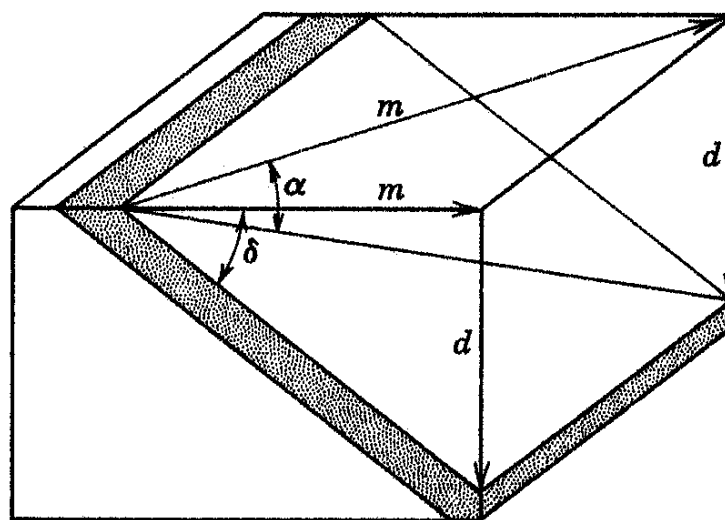


Figura 66. Cálculo de la profundidad de una capa a partir de su buzamiento. La distancia d podría representar un sondeo vertical. **Fuente:** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

El cálculo puede ser relativamente simple en el caso de sondeos verticales, aunque es algo más complejo en el caso de sondeos inclinados. La figura 66 analiza cómo abordar el problema.

Para ilustrar cómo se podría resolver gráficamente este problema vamos a plantear un caso concreto en una topografía idealmente horizontal. Supongamos una capa de orientación N90E, 30S. Se desea conocer, en primer lugar, la profundidad a la que un sondeo vertical, ubicado en P, cortaría a dicha capa. Si por ejemplo el sondeo no es vertical, sino que tiene una inmersión β según el rumbo N40E, se desea igualmente conocer la distancia a la que se interceptaría la capa.

La solución gráfica del problema (Fig. 67) la construiríamos así:

- 1) Situar sobre el plano horizontal la dirección de capa N 90 E (D.C.) y el punto **P** desde donde se realizaría el sondeo vertical.
- 2) Realizar el corte geológico (C.G.1) que pase por el punto **P** y que sea perpendicular a la dirección de capa.
- 3) Abatir según este corte geológico el ángulo de buzamiento real δ de la capa (30S).
- 4) La profundidad **V** a la que un sondeo vertical, realizado en el punto **P**, cortaría a la capa se puede medir perpendicularmente al corte geológico.
- 5) Para determinar la distancia inclinada desde el punto **P** a la capa, hay que realizar un corte geológico (C.G.2) según el rumbo del sondeo (N 40 E).
- 6) El punto P se puede llevar sobre la dirección del corte paralelamente a la dirección de capa.
- 7) Abatir la profundidad **V** según el corte (C.G.2). El buzamiento aparente de la capa según el rumbo del sondeo inclinado vendría determinado por el ángulo α .
- 8) Abatir igualmente desde **P** el ángulo β de inmersión del sondeo.
- 9) La distancia **d** sería la distancia a la que se cortaría la capa desde un sondeo ubicado en **P**, inclinado β y de rumbo N 40 E.

Desde el punto de vista trigonométrico, el problema anterior se puede resolver más precisamente mediante la siguiente expresión:

$$d = v \cdot \frac{\text{sen}(90 - \alpha)}{\text{sen}(\alpha + \beta)} \qquad v = m' \cdot \text{tg} \alpha$$

donde β es el ángulo de inmersión o de inclinación del sondeo, y α es el buzamiento aparente en la dirección del plano vertical que contiene al sondeo.

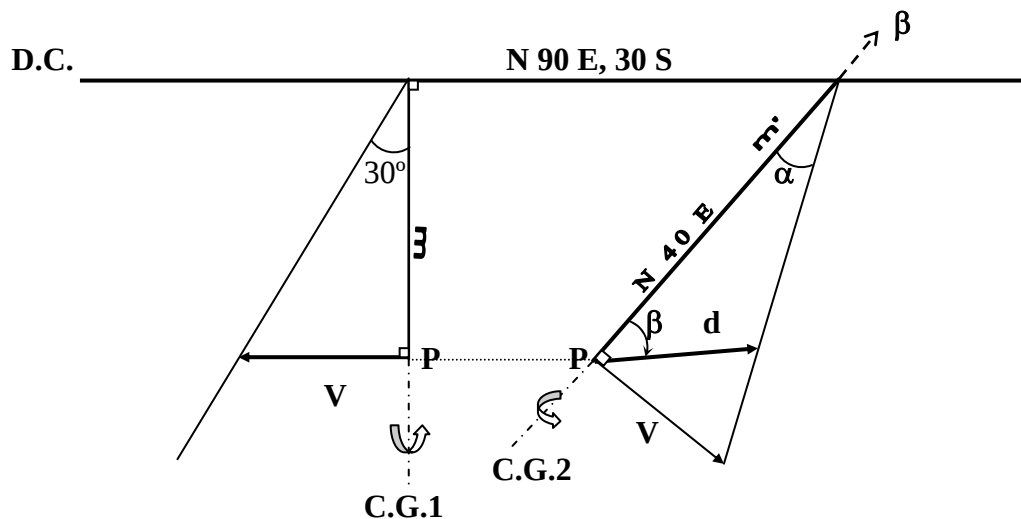


Figura 67. Construcción gráfica para el cálculo de la profundidad a la que se encuentra una capa

Cuando se está trabajando con una topografía de pendiente determinada σ (Fig. 68) se puede realizar un corte geológico como el de la figura siguiente y medir a escala la profundidad d del sondeo que se desea conocer. El ángulo δ representa el buzamiento de la capa en la dirección del corte geológico, normalmente se realizará perpendicularmente a la dirección de capa, aunque podrá realizarse una construcción idéntica en una dirección cualquiera, utilizando en su lugar el buzamiento aparente de la capa α .

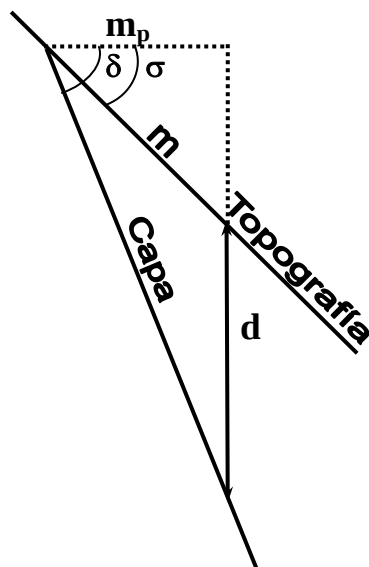


Figura 68. Corte geológico idealizado en el que se representa la relación entre la topografía y una capa inclinada

Se pueden presentar casos muy diferentes al anterior, para lo cual se realizarán las construcciones gráficas pertinentes, que de alguna manera serán similares a la anterior.

Este mismo problema geológico podrá igualmente resolverse más precisamente desde el punto de vista trigonométrico. Para cualquier caso que se presente se podrá pues utilizar la formula general siguiente:

$$d = m \cdot (|\text{sen} \sigma \pm \text{cos} \sigma \cdot \text{tg} \delta|)$$

donde se empleará el signo (-) cuando la topografía y la capa tengan el mismo sentido de buzamiento, y el signo (+) cuando tengan signo contrario.

5.4 Intersección de planos

5.4.1 Líneas de Intersección

Un problema de interesantes repercusiones en geología es la determinación de la orientación de la línea de intersección entre dos planos geológicos. Estos dos planos geológicos podrían ser los dos flancos de un mismo pliegue, con lo que la línea de intersección entre ambos correspondería aproximadamente al eje de dicho pliegue. Otros dos planos geológicos cuya línea de intersección tiene gran interés son, por ejemplo, una capa y una falla. De esta manera, la separación entre las dos líneas de intersección de cada capa desplazada por la falla nos daría una idea del desplazamiento producido por dicha falla.

Veamos pues de plantear un problema concreto (Fig. 69). Sean por ejemplo los dos flancos de un mismo pliegue cuyas orientaciones, N21W, 50E y N48E, 30NW, son conocidas. Se desea conocer la orientación (rumbo e inmersión) de la línea de intersección entre ambos flancos y ello con el fin de estimar aproximadamente la orientación del eje de dicho pliegue.

El problema se plantea gráficamente a continuación:

- 1) Situar sobre el plano horizontal las dos direcciones de capa (D.C.1 y D.C.2) de los dos flancos del pliegue (N21W y N48E), las cuales se cortan en el punto **O**.
- 2) Realizar los cortes geológicos (C.G.1 y C.G.2) perpendiculares a ambas direcciones.
- 3) Abatir en los cortes geológicos los buzamientos δ y δ' (50E y 30NW) de ambos flancos.
- 4) Escoger una misma profundidad d en los dos cortes.
- 5) Paralelamente a las direcciones de capa se pueden prolongar las direcciones, a la profundidad d , de dichos flancos hasta hacerlas interceptar en el punto **P**.
- 6) Por la línea **OP** pasa el plano vertical que contiene la línea de intersección de ambos flancos del pliegue. Esta línea representa pues el rumbo de la línea de intersección.
- 7) Un corte geológico (C.G.3) por el rumbo de la línea de intersección permite abatir la profundidad d a la que se encuentra el punto **P**.
- 8) El ángulo de inmersión de la línea de intersección, o eje del pliegue, vendría dado por el ángulo i trazado desde el punto **O** hasta la profundidad d .

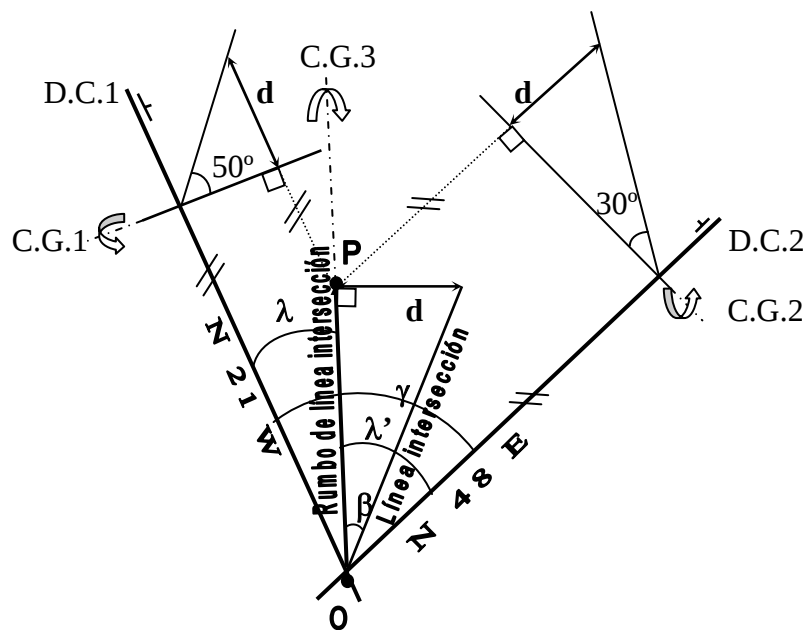


Figura 69. Construcción gráfica para la localización de la intersección entre dos planos

Desde el punto de vista trigonométrico el problema de la línea de intersección entre dos planos estructurales se resuelve mediante la siguiente expresión:

$$\operatorname{tg} \lambda = \frac{\operatorname{sen} \gamma}{\frac{\operatorname{tg} \delta}{\operatorname{tg} \delta} + \cos \gamma} \quad \operatorname{tg} \beta = \operatorname{sen} \lambda \cdot \operatorname{tg} \delta$$

donde λ y λ' son los ángulos que forman las direcciones de capa con el rumbo de la línea de intersección (dirección del plano vertical que contiene la línea de intersección), γ es el ángulo entre las dos direcciones de capa, y β es el ángulo de inmersión de la línea de intersección. Indistintamente se podrá utilizar el ángulo λ' , en lugar del λ para referirse al segundo plano.

5.4.2 Cabeceo de Líneas

La orientación de una línea que está contenida en un plano se puede definir también mediante el cabeceo (Fig. 70). Es el caso, por ejemplo, de las estrías de falla que están contenidas en el plano de falla. De igual modo, la línea de intersección entre una capa y una falla está lógicamente contenida a su vez en la capa y en el plano de falla.

Así pues, para el problema geológico anterior, en el que se determina la orientación de la línea de intersección entre dos planos, se puede igualmente determinar trigonométricamente el ángulo de cabeceo de la línea intersección en cada uno de los planos. Para el caso del primer plano del ejemplo anterior se podrán pues utilizar alguna de las expresiones siguientes:

$$\operatorname{tgc} = \frac{\operatorname{tg} \lambda}{\cos \delta} \quad \operatorname{cosec} = \cos \lambda \cdot \cos \beta \quad \operatorname{senc} = \frac{\operatorname{sen} \beta}{\operatorname{sen} \delta}$$

donde indistintamente se podrá utilizar el ángulo λ' , en lugar del λ para referirse al segundo plano. La figura siguiente es igualmente ilustrativa.

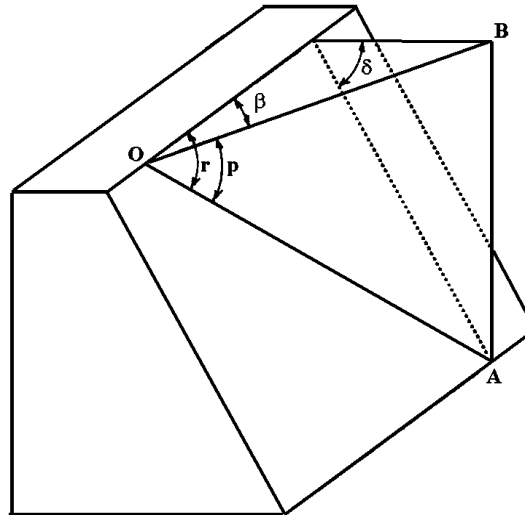


Figura 70. Bloque-diagrama donde se muestran las distintas relaciones angulares para resolver un problema de cabeceo. El buzamiento real del plano sobre el que se determina el cabeceo es δ . El ángulo de cabeceo en esta figura es r mientras que el de inmersión (correspondiente al plano vertical OBA) es p ; El ángulo β sobre el plano horizontal está medido con respecto a la dirección del plano de falla y corresponde a la orientación del plano vertical que contiene a la línea, cuyo rumbo se mide respecto del norte. **Figura modificada de** Ragan, D.M. (1973) Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques, 2ª Ed.; John Wiley & Sons, 208 pp.

Para orientar una línea mediante el cabeceo es pues necesario conocer la orientación del plano que la contiene. Vamos pues a plantear un problema concreto para ilustrar cómo se calcularía el cabeceo de una línea que está contenida en un plano estructural. Se ha observado una estría de falla que tiene un rumbo N45W y una inmersión desconocida en el plano vertical que la contiene. Se desea conocer el cabeceo de la estría en el plano de falla. La orientación de la falla es N90E, 50N.

Este problema tiene la siguiente solución gráfica (Fig. 71):

- 1) Situar la dirección de capa (D.C.) de la falla N 90 E, y el rumbo de línea (R.L.) de la estría N45W, las cuales se cortan en el punto O.
- 2) Realizar a parte un corte geológico (C.G.) perpendicular a la dirección de capa (D.C.) de la falla.
- 3) Abatir, según el corte y hacia el norte, el ángulo de buzamiento de la falla (50N).
- 4) Escoger una profundidad cualquiera d de un punto A perteneciente al plano de falla abatido. La proyección de A sobre la horizontal sería el punto A'.
- 5) Llevar el punto A sobre el plano horizontal (A'') según una línea de giro (L.G.) que coincide con la dirección de capa (D.C.).
- 6) Paralelamente a la dirección de capa, llevar el punto A hasta interceptar el rumbo de línea (R.L.) de la estría en el punto B'.
- 7) Pasar por B' una perpendicular a la dirección de capa. El punto B' corresponde a la proyección sobre la horizontal de un punto de la estría (hipotéticamente B) que se encontraría a la profundidad d .

- 8) Paralelamente a la dirección de capa, llevar el punto **A''** hasta interceptar la perpendicular a la dirección de capa que pasa por **B'**. El punto de intersección **B''** se encuentra sobre el plano horizontal y corresponde al punto de la estría (**B**) girado según la línea de giro (L.G.).
- 9) La línea **OB''** corresponde pues a la estría de falla situada sobre el plano horizontal según un giro paralelo a la dirección de falla. El ángulo de cabeceo de la estría contenida en el plano de falla (57° W) se puede medir entre la dirección de capa (D.C.) y la línea **OB''**.

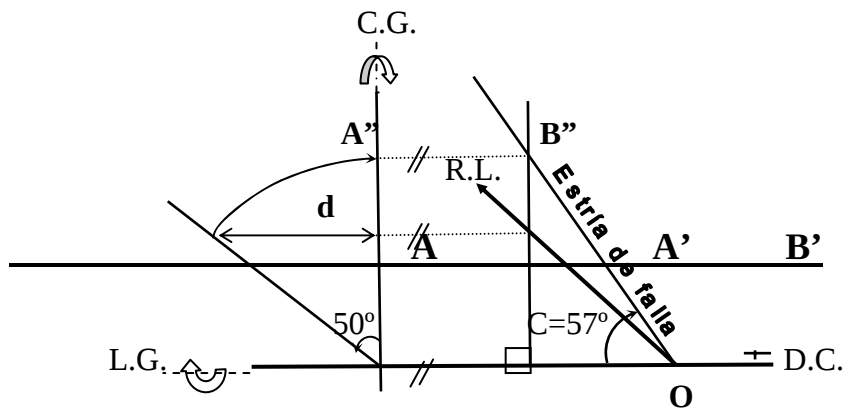


Figura 71. Construcción gráfica para el cálculo del cabeceo de una línea

5.5 Problemas de Fallas

5.5.1 Problema de la Capa Desplazada

Las fallas son zonas de fractura que desplazan contactos geológicos o capas que tienen una ubicación diferente según se encuentren en el bloque hundido o levantado de la falla.

Un problema que tiene un cierto interés geológico se plantea cuando se desea conocer la ubicación de una capa en uno de los bloques de una falla. En este caso se debe conocer por el contrario el tipo y la orientación de la falla, la ubicación de la capa en el otro bloque, así como la orientación y la magnitud del salto producido.

Puesto que trabajamos en el plano horizontal, el problema particular se puede plantear de la siguiente forma. Sea una falla normal (N 90° E, 60° S) que produce un salto de 85 metros según unas estrías que tienen un cabeceo de 60° W con la dirección del plano de falla. Si se conoce por ejemplo la ubicación de una capa (N 30° W, 45° E) en el bloque hundido de la falla, se quiere determinar la ubicación de la capa desplazada en el bloque levantado.

Se puede ilustrar la resolución gráfica de este problema de la siguiente forma (Fig. 72):

- 1) Situar la dirección de capa (D.C.) de la falla N 90° E, así como la ubicación de la dirección de la capa (D.C.1) en el bloque hundido de la falla normal. Estas dos direcciones se cortan en el punto **A** de la horizontal.
- 2) Calcular el rumbo de la línea de intersección entre la falla y la capa (R.I1) según una construcción similar a la ya realizada con anterioridad.

- [illegible]

Este problema geológico se podrá igualmente resolver utilizando algunas de las expresiones trigonométricas que se han indicado con anterioridad. En este caso resultarán especialmente útiles las que se refieren a la determinación de la línea de intersección entre dos planos.

Un problema geológico característico de fallas consiste en determinar el tipo de falla (normal o inversa), el sentido de movimiento (dextra o sinistra), así como el salto total producido por la misma.

67 de 140

consiste en conocer la ubicación de la falla y de una capa desplazada, así como la orientación de las estrías de falla.

Vamos a plantear el primero de estos problemas. Sea el caso, por ejemplo, en el que se desconoce la orientación de las estrías de falla, pero sin embargo se conoce la ubicación de la falla así como la de dos capas desplazadas en ambos bloques. El caso de dos capas diferentes se puede constituir, por ejemplo, a partir de los dos flancos de un mismo pliegue. Según esto veamos pues un problema concreto.

Dada una falla este-oeste (N90E), con buzamiento de 55S, que desplaza los dos flancos de un mismo pliegue (N0E, 25E y N20W, 40W) tal que se indican en la figura siguiente. Se desea determinar el tipo de falla, el sentido de movimiento y el salto total producido por la misma.

La solución gráfica a este problema se puede ilustrar de la siguiente manera (Fig. 73):

- 1) Situar la dirección de capa (D.C.) de la falla N90E, así como la ubicación de las direcciones de capa (D.C.1, D.C.2, D.C.1' y D.C.2') de los dos flancos del pliegue desplazado en los dos bloques de la falla.
- 2) Determinar las intersecciones I1, I2, I1' y I2' de las capas con el plano de falla, abatidas sobre el plano horizontal, según una línea de giro (L.G.) que coincide con la dirección de capa de la falla (D.C.). Realizar para ello una construcción gráfica similar a las utilizadas en los apartados anteriores.
- 3) Las intersecciones de un bloque (I1 e I2) se cortan en el punto *x*, mientras que las intersecciones del otro bloque (I1' e I2') se cortan en el punto *y*.

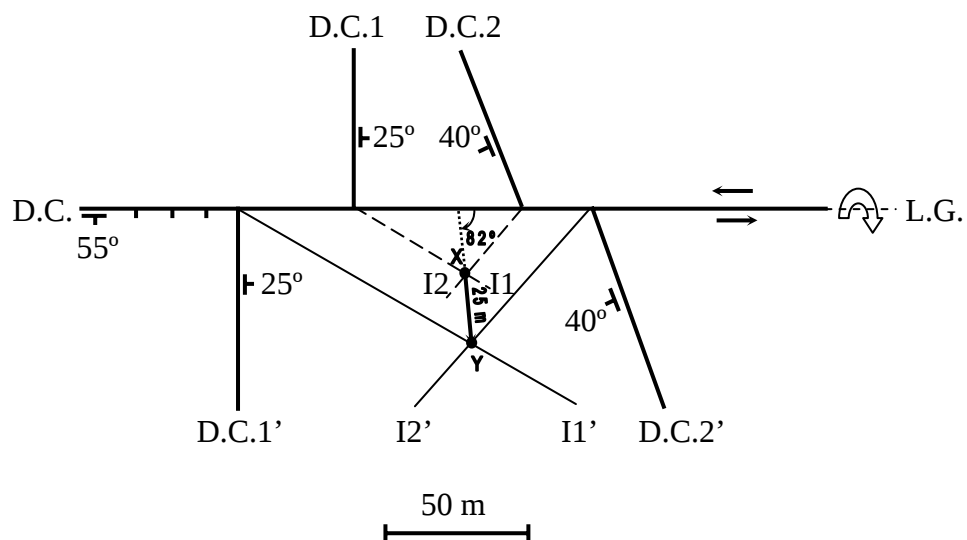


Figura 73. Determinación de desplazamientos y tipo de fallas

- 4) El salto total de falla viene definido por el sentido de desplazamiento relativo *xy* del bloque superior de la falla (25 metros). El cabeceo de la línea de salto es de 82E. Se puede añadir que se trata de una falla normal sinistral cuya componente de salto en dirección es muy pequeña.

De la perpendicular de la línea **xy** respecto de la falla se puede deducir el sentido de movimiento horizontal de la falla.

Este tipo de problemas geológicos se podrá también resolver utilizando algunas de las expresiones trigonométricas ya indicadas.

Bibliografía

- Blyth, F.G.H. y Freitas, M.H. (1989) Geología para ingenieros. Ed. CECSA. 440 pp.
- Centeno, J.; Fraile, M.J.; Otero, M.A.; y Pividal, A.J. (1994) Geomorfología práctica. Ejercicios de fotointerpretación y planificación geoambiental. Ed. Rueda. 66 pp.
- Foucault, A. y Raoult, J.F. (1966) Coupes et cartes géologiques. Societé d'Édition d'Enseignement Supérieur. 223 pp.
- Generalitat de Catalunya (1997) Què és un mapa geològic?. Institut cartogràfic de Catalunya-Servei Geològic de Catalunya
- Krynine, D.P. y udd, W.R. (1972) Principios de Geología y Geotecnia para ingenieros. Ed. Omega. 829 pp.
- Lahee, F.H. (1975) Geología práctica. Ed. Omega. 895 pp.
- Leyshon, P.R. y Lisle, R.J. (1996) Stereographic projection techniques in structural geology. Butterworth-Heinemann Eds. 104 pp.
- Martínez Álvarez, J. (1989) Geología cartográfica. Ejercicios sobre interpretación de mapas geológicos. Ed. Paraninfo. 271 pp.
- Martínez Álvarez, J.A. (1989) Cartografía geológica. Ed. Paraninfo. 480 pp.
- Martínez Torres, L.M.; Ramón Lluch, R.; y Eguiluz, L. (1993) Planos acotados aplicados a Geología. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco. 155 pp.
- Platt, J. I. (1974) Selected exercises upon geological maps (Metric Edition). George Allen & Unwin Ltd.
- Platt, J.I. y Challinor, J. (1974) Simple geological structures (Metric Edition). Thomas Murby & Co.
- Powell, D. (1992) Interpretation of geological structures through maps. An introductory practical manual. Longman Scientific & Technical. 176 pp.
- Ragan, D.M. (1980) Geología Estructural. Introducción a las técnicas geométricas. Omega.
- Ramón Lluch, R. y Martínez Torres, L.M. (1993) Introducción a la cartografía geológica. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco. 163 pp.
- Simpson, B. (1968) Geological Maps. Pergamon Press. 99 pp.
- Thomas, J.A.G. (1977) An introduction to geological maps. George Allen & Unwin Ltd.
- UNESCO (1976) Engineering Geological Maps. A guide to their preparation. The Unesco Press. 79 pp.

Apéndice 1. Tabla de los Tiempos Geológicos

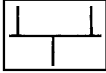
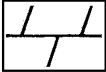
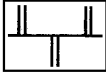
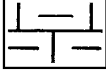
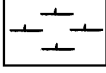
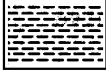
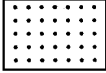
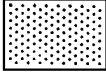
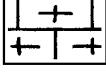
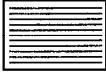
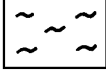
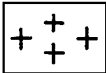
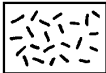
TIEMPO GEOLOGICO m.p.	EONES	ERATEMA	SISTEMA		SERIE	
0	FANEROZOICO	CENOZOICO	CUATERNARIO		HOLOCENO	
1,8			TERCIARIO	NEOGENO	PLEISTOCENO	
					Plioceno	
				PALEOGENO	Mioceno	
22,5					Oligoceno	
					Eoceno	
65		PALEOCENO				
		MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	SENO- MENSE	
					INFERIOR	NEOCO- MENSE
141				JURASICO	MALM	
					DOGGER	
			LIAS			
195			TRIASICO	SUPERIOR		
		MEDIO				
		INFERIOR				
230		PERMICO	SUPERIOR			
			INFERIOR			
280		CARBONIFERO	SUPERIOR			
			INFERIOR			
			SUPERIOR			
347		DEVONICO	SUPERIOR			
			MEDIO			
			INFERIOR			
396		SILURICO	SUPERIOR			
			INFERIOR			
438		ORDOVICICO	SUPERIOR			
			INFERIOR			
500		CAMBRICO	SUPERIOR			
			MEDIO			
			INFERIOR			
570		PROTEROZOICO	PRECAMBRIICO	ALGOBONQUICO		
2.600		CRISTALINOICO		ARCAICO		
4.000						

m. e	ERA-TEMA	SISTEMA		SERIE	PISO
0,01	C E N O Z O I C O	CUATERNARIO		HOLOCENO	VERSILIENSE
					TYRRENIENSE
				S U P	MILAZZIENSE
					SICILIENSE
				I N F E R I O R	EMILIENSE
					CALABRIENSE
1,8		T E R C I A R I O	N E O G E N O	PLIOCENO	PIACENZIENSE
5					ZANCLIANIENSE
			M I O C E N O	S U P	MESSINIENSE
					TORTONIENSE
				M E D	SERRAVALLIENSE
					LANGHINIENSE
				I N F E R I O R	BURDIGALIENSE
					AQUITANIENSE
22,5			P A L E O G E N O	S U P E R I O R	CHATTIENSE
				I N F E R I O R	RUPELIENSE
37,5			E O C E N O	S U P	BARTONIENSE
				M E D I O	LUTECIENSE
				I N F	YPRESIENSE
54	O			P A L E O C E N O	THANETIENSE
65					DANIENSE

ERA-TEMA	SIS-TEMA	SERIE		PISO
M E S O Z O I C O	C R E T A C I O	S U P E R I O R	S E Z O N I E N S E	MAASTRICHTIENSE
				CAMPANIENSE
				SANTONIENSE
				CONIACIENSE
				TURONIENSE
				CENOMANIENSE
		I N F E R I O R	N E O C E N O M I E N S E	ALBIENSE
				APTIENSE
				BARREMIENSE
				HAUTERIVIENSE
				VALANGINIENSE
				BERRIASIENSE
	J U R A S I C O	S U P E R I O R	M A L M	PORTLANDIENSE
				KIMMERIDGIENSE
				OXFORDIENSE
		M E D I O	D O G G E R	CALLOVIENSE
				BATHONIENSE
				BAJOCIENSE
				AALENIENSE
		TOARCIENSE		
		I N F E R I O R	L I A S	PLIENSBACHIENSE
				SINEMURIENSE
				HETTANGIENSE
T R I A S I C O	S U P E R I O R		NORIENSE	
			KARNIENSE	
	M E D I O		LADINIENSE	
			ANISIENSE	
		INFERIOR	SCYTHANIENSE	

ERA-TEMA	SIS-TEMA	SERIE		PISO	
P A L E O Z O I C O	P E R M I C O	SUPERIOR		TARTARIENSE	TURINGIENSE
				KAZANIENSE	
				UFIMIENSE	SAXONIENSE
				KONGIENSE	
		INFERIOR		ARTINSKIENSE	
				SAKMARIENSE	AUTUNIENSE
				ASSELIENSE	
	C A R B O N I F E R O	SUPERIOR		ORENBURGIENSE	STEPHANIENSE
				GZELIENSE	
				MOSCOVIENSE	WESTFALIENSE
		M E D I O			
				BASHKIRIENSE	
		INFERIOR		NAMURIENSE	
				WISEENSE	
				TOURNAISIENSE	
	D E V O N I C O	SUPERIOR		FAMENIESE	
				FRASNIENSE	
		M E D I O		GIVETIENSE	
				COUVINIENSE	
				EMSIENSE	
		INFERIOR		SIEGENIENSE	
				GEDINIENSE	
	S I L U R I C O	SUPERIOR		PRIDOLIENSE	
				LUDLOVIENSE	
				WENLOCKIENSE	
		INFERIOR		LLANDOVERIENSE	VALENTIENSE
	O R D O V I C I C O	SUPERIOR		ASHGILLIENSE	
				CARADOCIENSE	
		INFERIOR		LLANDEILIENSE	
				LLANVIRNIENSE	
				SKIDDAVIENSE	ARENIGIENSE
				TREMADOCIENSE	
	C A M B R I C O	SUPERIOR			
		MEDIO			
		INFERIOR			

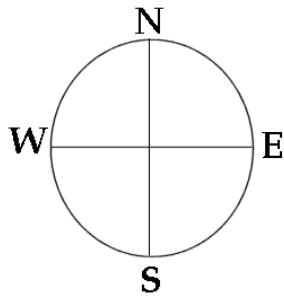
Apéndice 2. Tramas frecuentemente empleadas en Mapas Geológicos

			Mármoles
			Dolomías
			Yesos
			Calizas margosas
			Margocalizas
			Arcillas
			Areniscas
			Brechas
			Conglomerados
			Mármoles
			Esquistos
			Rocas volcánicas
			Gneis
			Rocas plutónicas

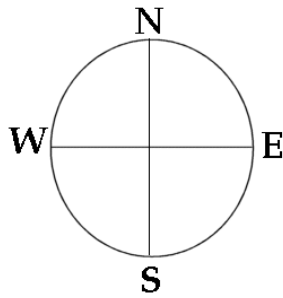
Apéndice 3. Colección de Problemas Geológicos

Problemas sin Resolver

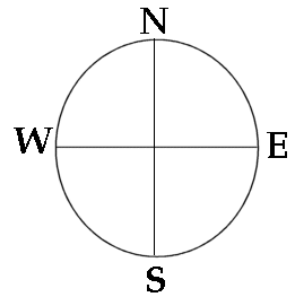
Problema 1. Indica con la simbología geológica más adecuada las orientaciones dadas en las 12 primeras figuras de esta página. En la página siguiente, indica la orientación completa, a partir de los 12 símbolos siguientes.



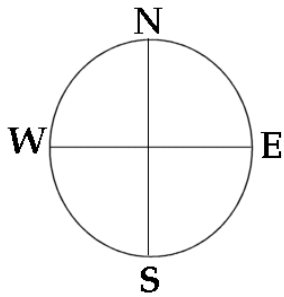
110, 25 S



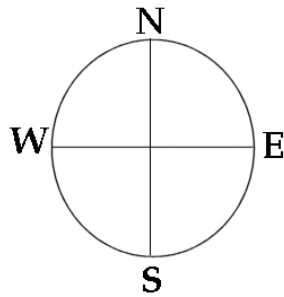
080, 45 N



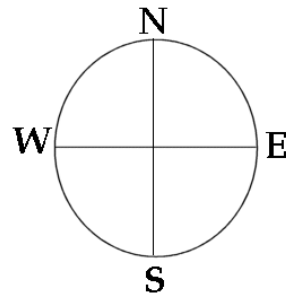
060, 20 NW



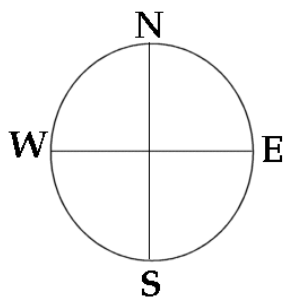
100, 30 N



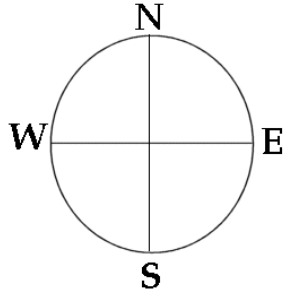
100,30 S; 40 W



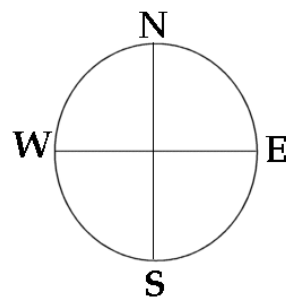
40/190



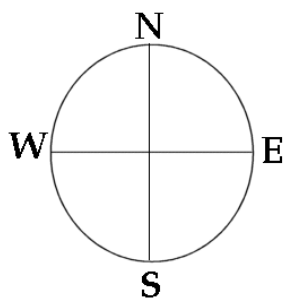
040, 60 W



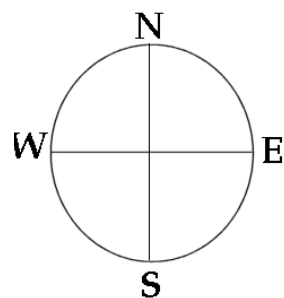
045, 30SE; 20NW



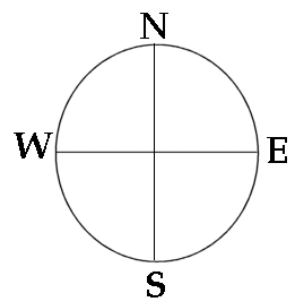
15/080



090, 60 N

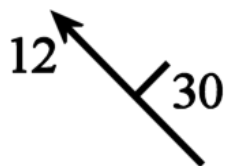


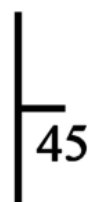
N120W, 45 SE

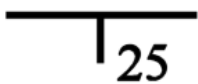


030, 20 E









x















Problema 2. Responde a las siguientes cuestiones relacionadas con el mapa de la lámina nº 1 (que encontrarás al final de éste cuadernillo de problemas). La equidistancia entre curvas de nivel es de 10 m.

- Observa e identifica con colores diferentes las divisorias topográficas y los fondos de valle.
- Determina los límites de cada una de las cuencas hidrográficas presentes en la zona cartografiada.
- Determina la escala numérica del mapa a partir de la gráfica.
- Realiza el perfil topográfico A-B, sin exagerar la escala vertical. Superpón al mismo otro perfil de la misma sección pero incrementando la escala vertical por un factor de 5.

Problema 3. Analiza el mapa geológico de la lámina nº 2 (que encontrarás al final de éste cuadernillo) y responde a las siguientes cuestiones.

- Identifica las direcciones de capa presentes en el mapa.
- Calcula los buzamientos reales de todas las formaciones geológicas y sus respectivas potencias.
- Realiza el corte geológico A-B, sin efectuar ningún tipo de exageración vertical.
- Enuncia la historia geológica que se puede deducir a partir del mapa.

Problema 4. Si la orientación de un plano es 075, 22N, ¿Cual es el ángulo de buzamiento aparente según la dirección 050?

Problema 5. Si el ángulo de buzamiento aparente de una capa cuyo rumbo es E-W vale 33° cuando ésta es observada según una dirección 047, ¿Cuál es el valor de su ángulo de buzamiento real?

Problema 6. Si el ángulo de buzamiento real de un plano es 40° y su sentido de inclinación hacia el norte ¿en qué dirección podremos encontrar para dicho plano un ángulo de buzamiento aparente de 30°?

Problema 7. Determina gráficamente el ángulo de buzamiento real y el rumbo correspondiente a cada uno de los pares de buzamientos aparentes indicados a continuación.

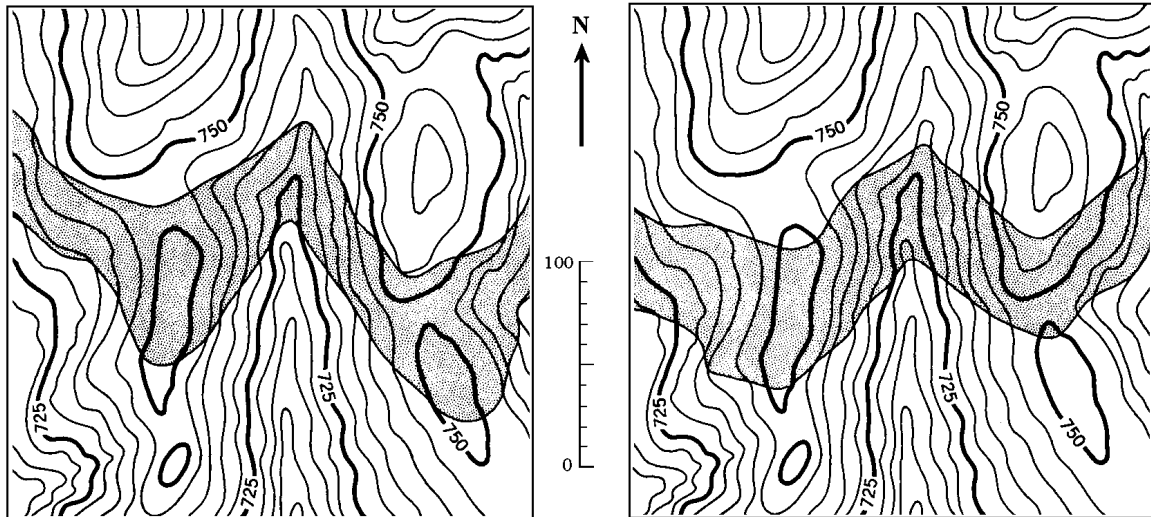
- 20° en la dirección 280 y 40° en la dirección 010
- 30° en la dirección 060 y 50° en la dirección 135
- 6° en la dirección 282 y 25° en la dirección 314

Problema 8. Tres puntos, A, B y C localizados sobre un mismo estrato inclinado se encuentran a 150, 75 y 100 metros sobre el nivel del mar, respectivamente. La distancia horizontal que separa los puntos A y B es de 1100 m, medida esta según la dirección 170. La separación entre A y C es de 1560 m según la dirección 040. ¿Cuál es el rumbo, el ángulo de buzamiento y el sentido de buzamiento del estrato?

Problema 9. La orientación de una formación de areniscas es 065, 35S. Un recorrido horizontal según una dirección 170 intercepta la base de la formación en

primer lugar y el techo después. La distancia que separa ambos planos según la dirección indicada es de 125 m. ¿Cuál es la potencia de dicha formación?

Problema 10. Utilizando la figura inferior la orientación y el buzamiento de las formaciones cartografiadas.



Problema 11. Construye un mapa geológico a partir de la siguiente información y el mapa topográfico de la lámina n° 3 (que encontrarás al final de éste cuadernillo de problemas).

- La base de una formación arenosa de edad triásica y 100 m de potencia aflora en el punto A. Su orientación es 110, 25S.
- El punto B se localiza en el contacto oeste de un dique de diabasa vertical de edad jurásica, 50 m de espesor y orientación 020.
- En el punto C aflora la base de una serie cretácica horizontal.
- En el punto D aparece la base de una serie Terciaria, conforme con la serie cretácica anterior.
- Establece la historia geológica de la zona cartografiada.

Problema 12. Tres puntos se encuentran localizados sobre un mismo plano estructural. El punto B está a 200 metros del A según una dirección 020, aunque a una cota 65 metros inferior. El punto C está a 250 metros de A y 45 metros debajo del mismo, según una dirección 065. ¿Cuál es la orientación del plano?

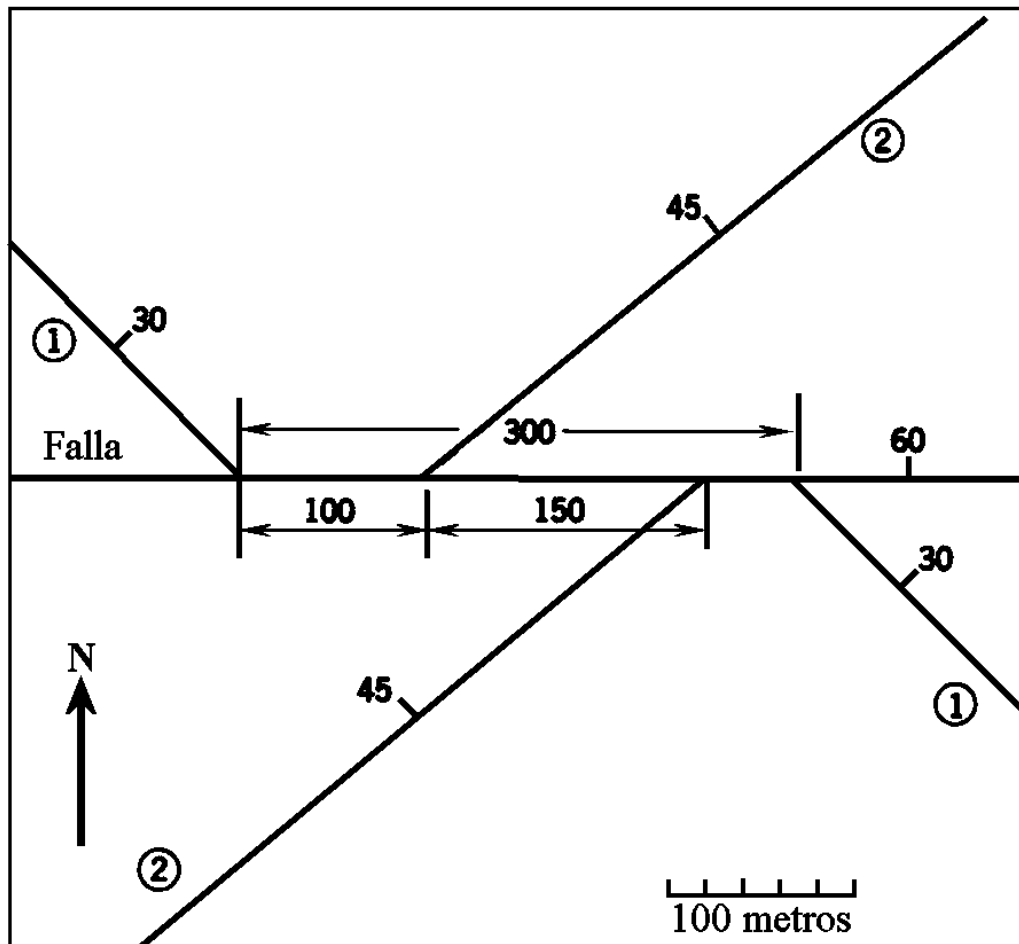
Problema 13. Utilizando el mapa topográfico de la lámina n° 4 (que se encuentra al final del cuadernillo de problemas), responde a las siguientes cuestiones. El plano estructural A representa una zona de falla de dirección 060, 50S mientras que el plano B corresponde a un nivel de calizas de dirección 158, 40W. Determina la orientación de la línea de intersección entre los dos planos, el cabeceo de dicha línea sobre el plano B, el punto de afloramiento en superficie de la misma y la profundidad a la cual la línea sería encontrada perforando un sondeo en el lecho del río principal que aparece en la zona cartografiada.

Problema 14. El pliegue que aparece en el mapa geológico de la lámina n° 5 (al final del cuadernillo de problemas) tiene una inmersión de 25° hacia el norte.

Construye un corte geológico perpendicular a la dirección de inmersión y completa el mapa con los símbolos geológicos adecuados.

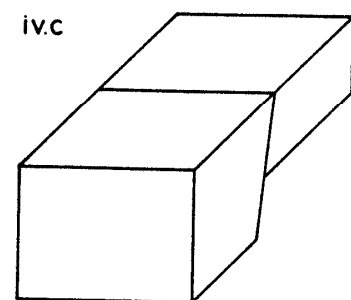
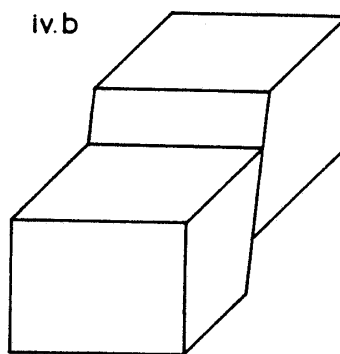
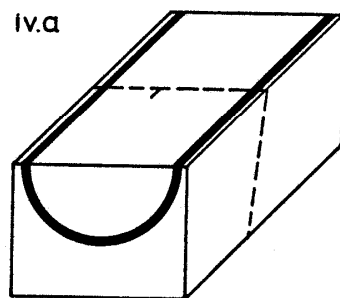
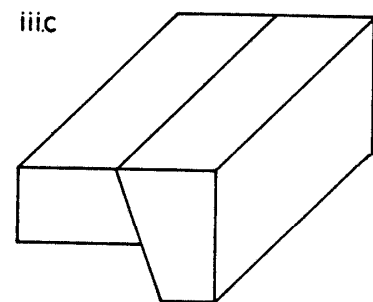
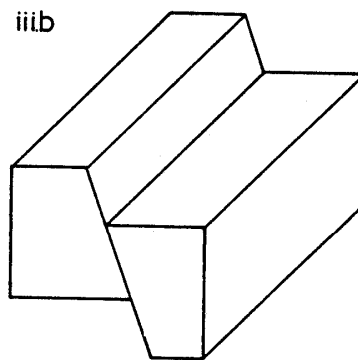
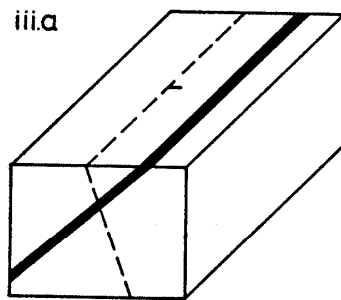
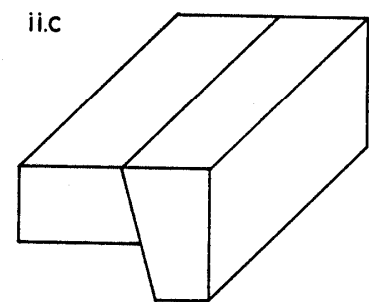
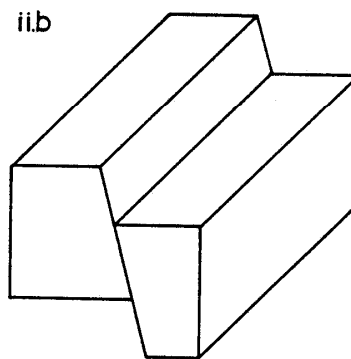
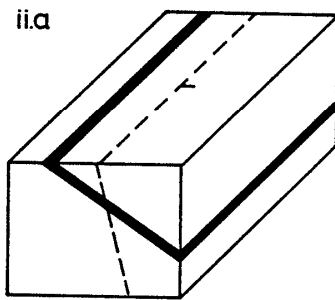
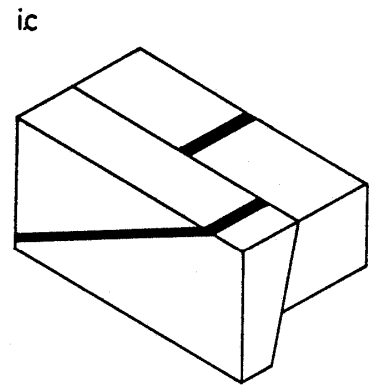
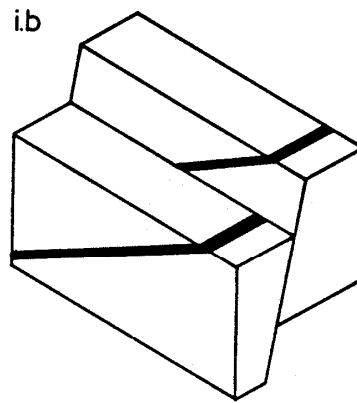
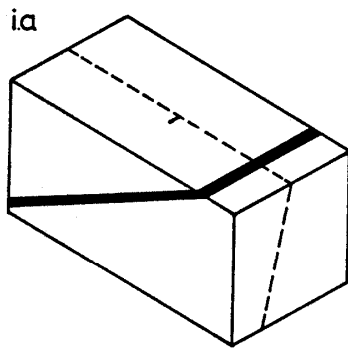
Problema 15. El plano de una falla normal posee una orientación N-S y buza 60° hacia el oeste. La falla desplaza un plano estructural (090, 30 N) sobre el cual produce un desplazamiento sinistro de 100 m. ¿Cuál es el salto neto de la falla?

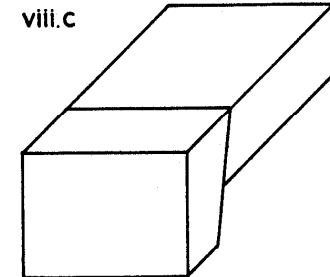
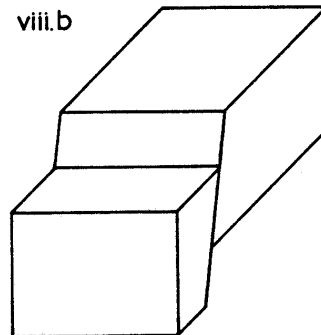
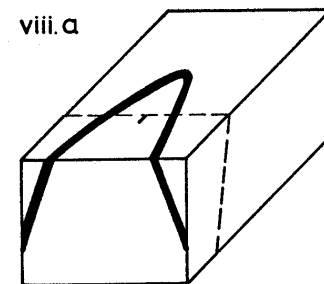
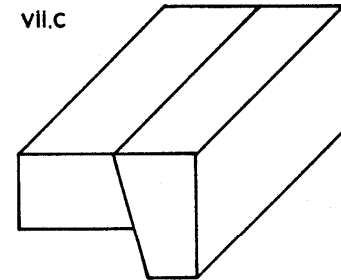
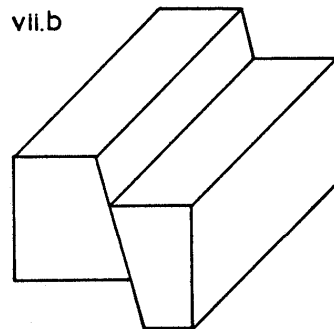
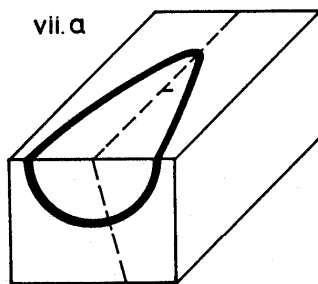
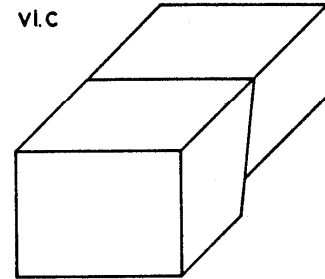
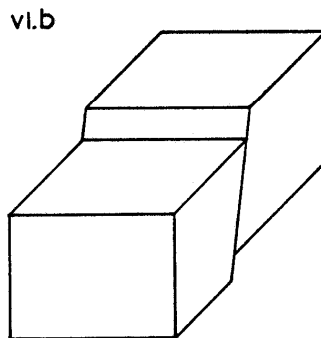
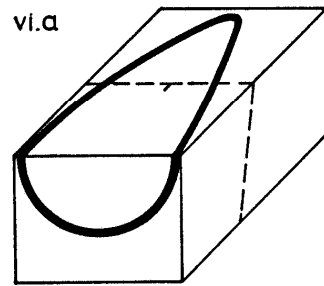
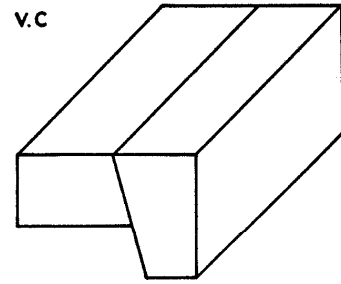
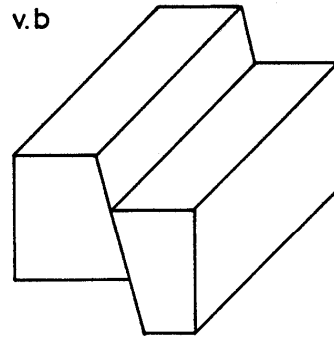
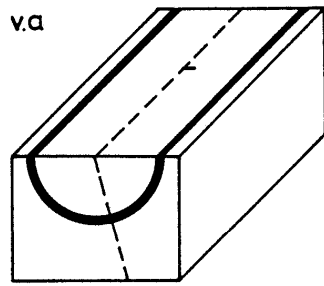
Problema 16. Una falla de orientación 090, 60N intercepta dos planos estructurales, tal y como se indica en la figura inferior. El plano 1 tiene una orientación 135, 30 NE mientras que el plano 2 vale 050, 45 NW. La magnitud y sentido de desplazamiento de cada uno de los planos se muestra sobre la misma figura, ¿Cuánto vale y que orientación tiene el salto neto de la falla? ¿Cuánto vale la componente de salto según el buzamiento y en dirección? ¿De qué tipo de falla se trata?



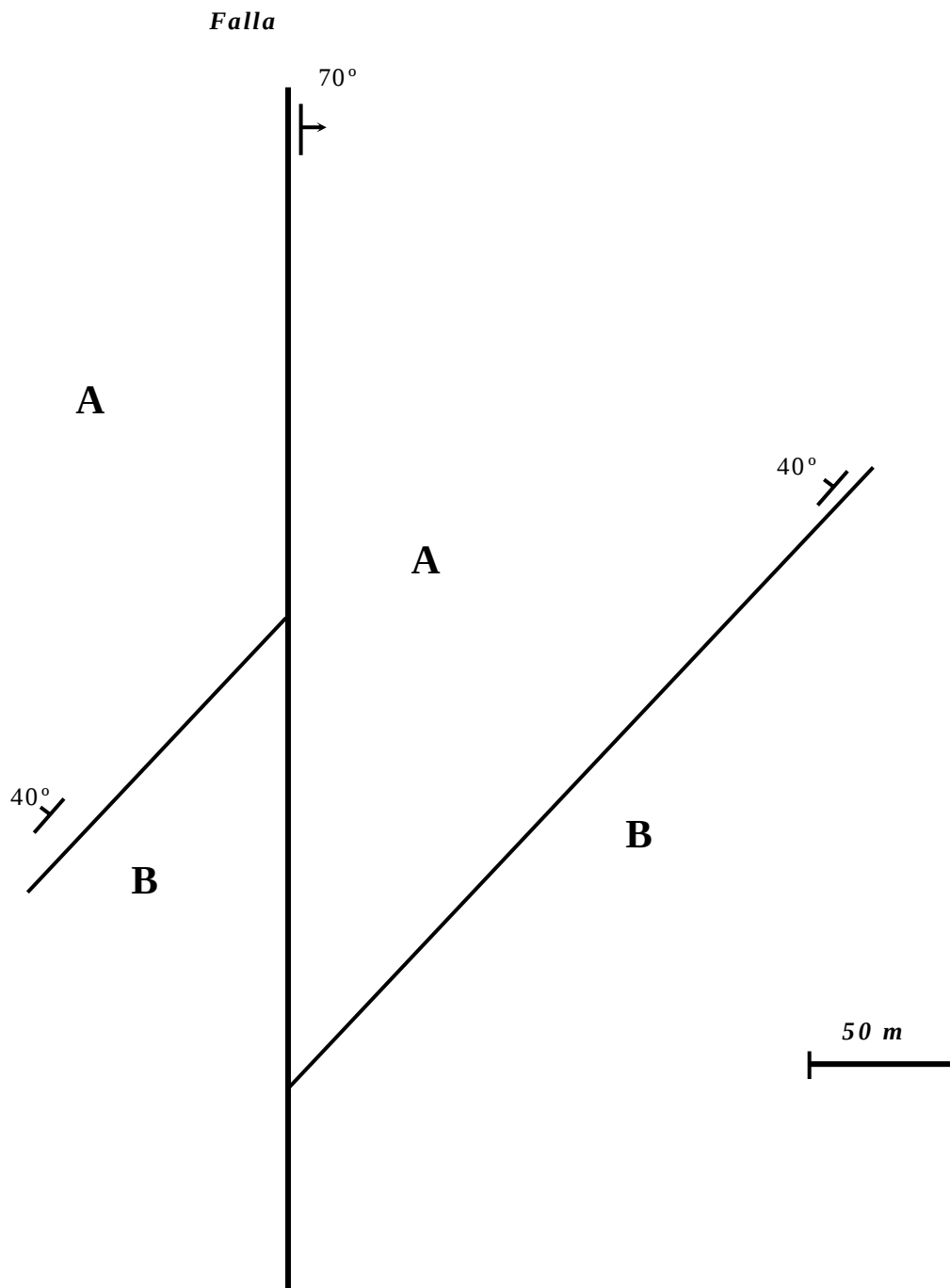
Problema 17. Completa los afloramientos presentes en el mapa geológico de la lámina nº 6 (la encontrarás al final de éste cuadernillo de prácticas). Realiza la columna estratigráfica y la historia geológica.

Problema 18. Tomando como ejemplo los bloques-diagrama i.a, i.b y i.c, que representan la fracturación de un macizo geológico por actuación de una falla seguido de un posterior periodo de erosión, completa las series indicadas.

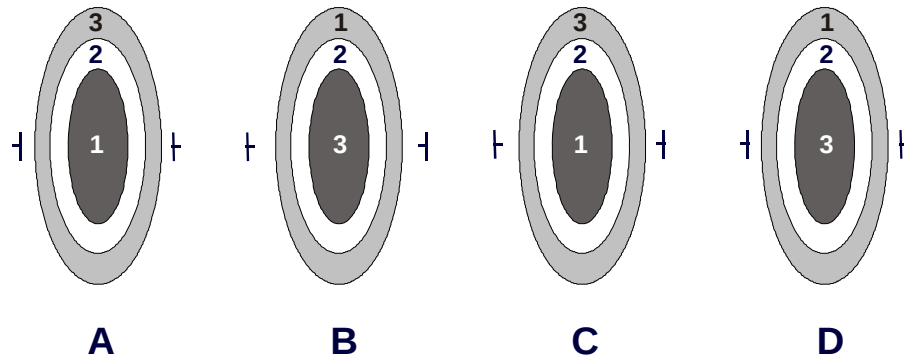




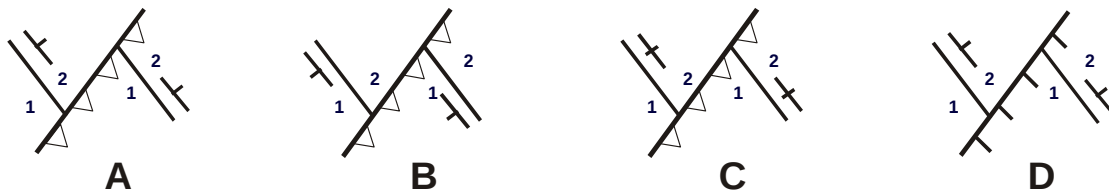
Problema 19. En la figura siguiente se muestra la orientación y la ubicación en el plano horizontal de una falla y de un contacto entre dos materiales geológicos **A** y **B**. Se ha podido medir también que el ángulo de cabeceo de las estrías que aparecen contenidas en el plano de falla es de 50° S. Se desea conocer el tipo de falla, el sentido de movimiento y el salto total producido por la misma.



Problema 20. Si en la serie sedimentaria 1, 2, 3 el material más antiguo es 3 ¿en cuál, de entre los siguientes esquemas, se representa un anticlinal sinforme?



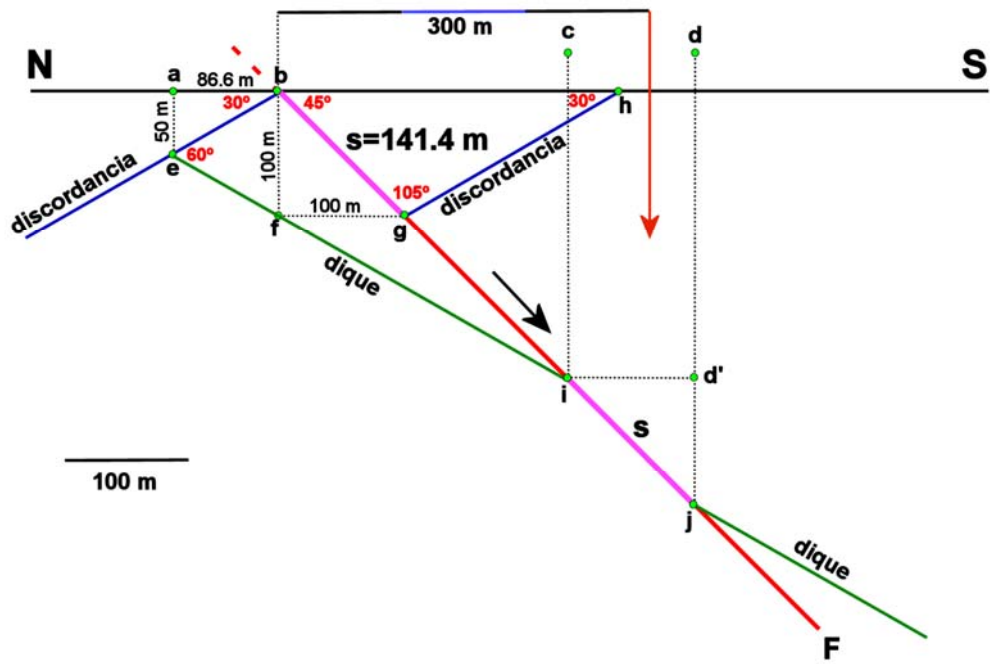
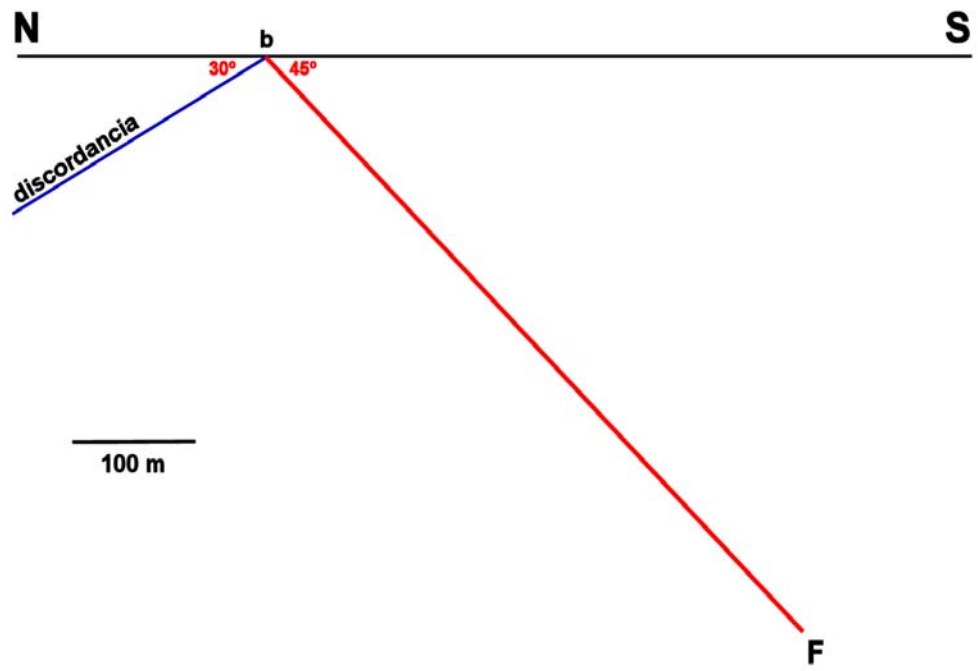
Problema 21. ¿Cuál de los siguientes esquemas es tectónicamente correcto?



Problemas Parcialmente Resueltos

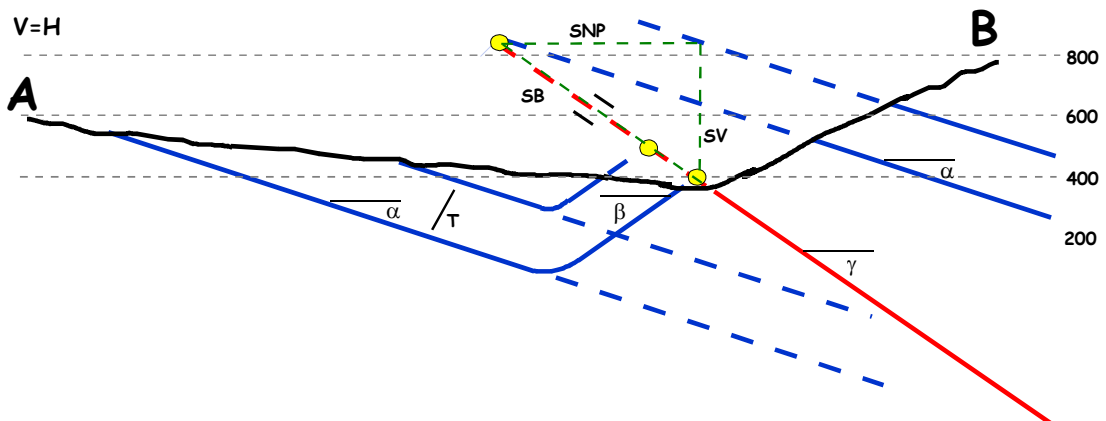
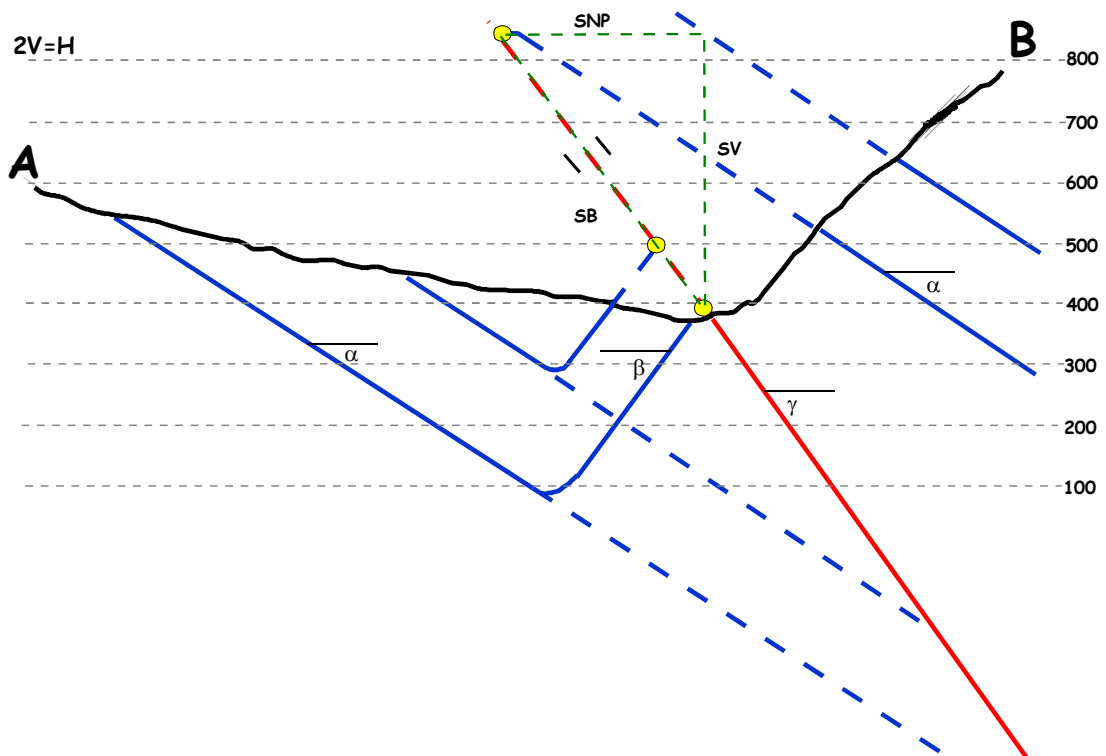
Problema 22. En una zona de topografía estrictamente horizontal aflora una falla normal de dirección E-W que buza 45° hacia el sur. La falla intercepta una discordancia angular cuya dirección de capa es idéntica a la de la falla y que, como resultado de un basculamiento, buza 30° hacia el N. La discordancia separa una serie de materiales de edad terciaria de otros paleozoicos. Estos últimos son atravesados por un dique de pórfido granítico el cual, antes de producirse el bascular por la discordancia, buzaba 60° hacia el sur y cuya dirección de capa es idéntica a la de la discordancia y la de la falla. Se pide:

- Si la falla produce en la discordancia un desplazamiento vertical de 100 m ¿Cuál es el salto según el buzamiento producido por la falla en la discordancia?
- Un sondeo localizado en el punto b intercepta el dique de pórfido a una profundidad de 100 m. Si efectuamos un sondeo vertical en el bloque N de la falla ¿Cuál será la máxima distancia que nos podremos separar de la falla con garantía de interceptar el dique? ¿A qué profundidad mínima lo podremos encontrar?
- Si realizamos un sondeo vertical en el bloque S de la falla a 300 metros de su traza en superficie ¿A qué profundidad encontraremos el dique de pórfido?



Problema 23. A partir del mapa geológico de la lámina nº 7 (localizado al final del cuadernillo) realiza las siguientes actividades:

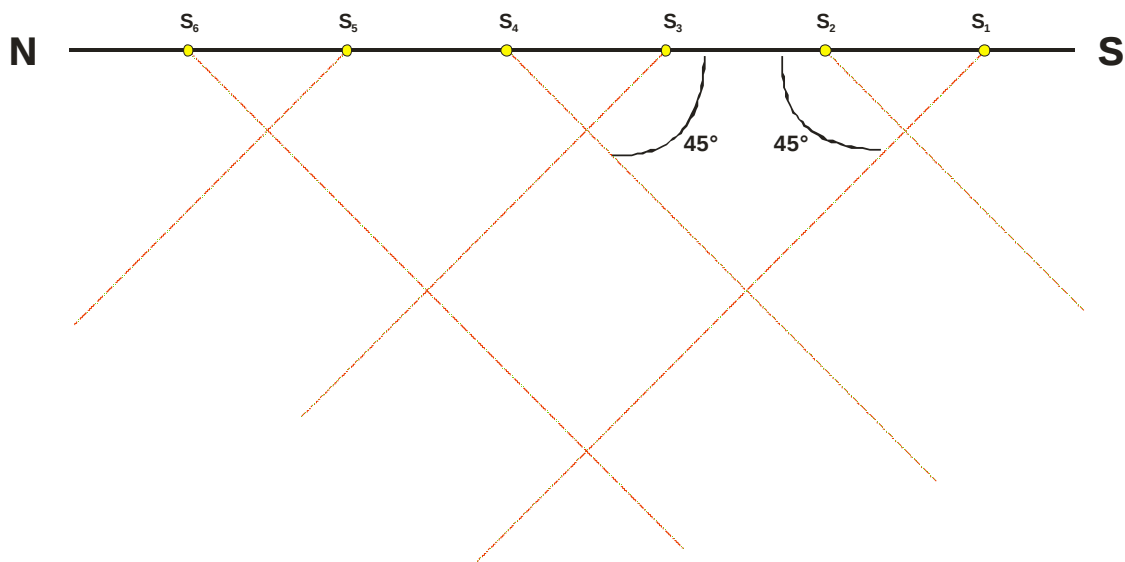
- Completar el mapa geológico;
- Realizar un corte geológico perpendicular a la falla;
- Calcular los buzamientos relevantes e indícalos en el mapa;
- Determinar la potencia de la capa tramada; e) Calcular las distintas componentes de salto de la falla.



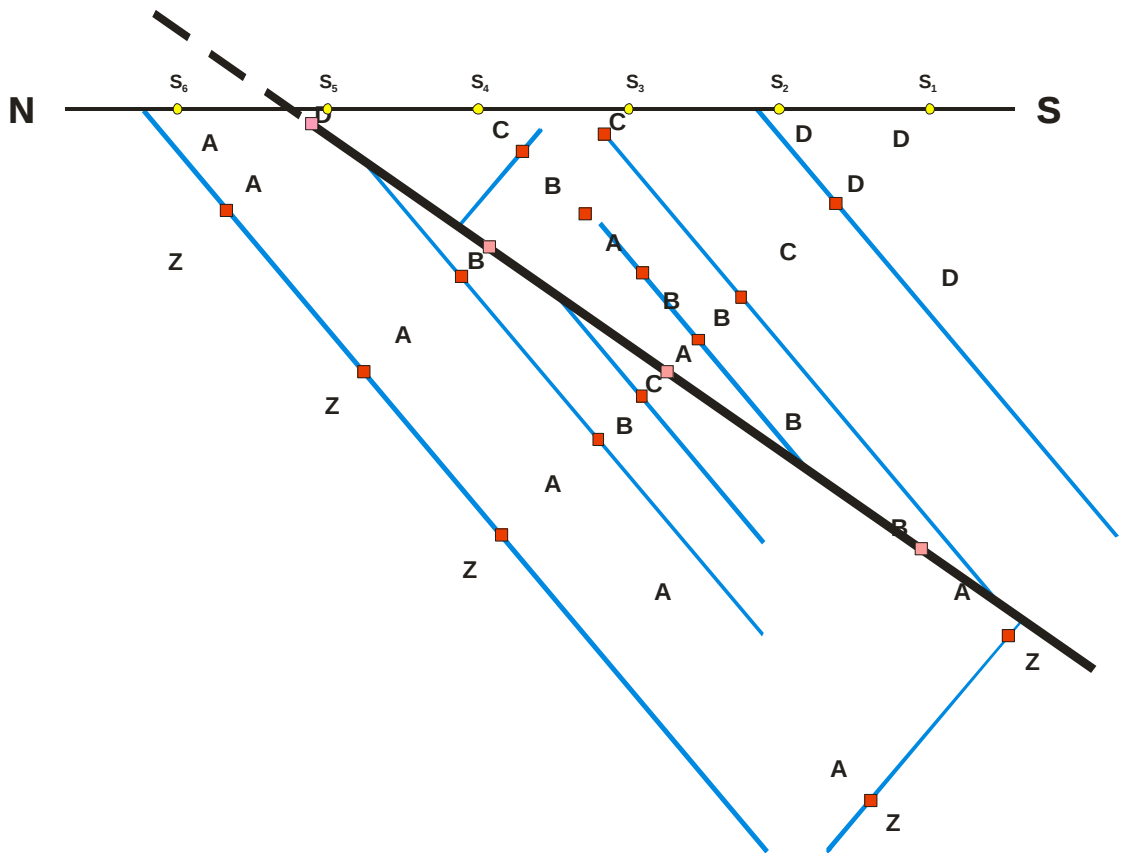
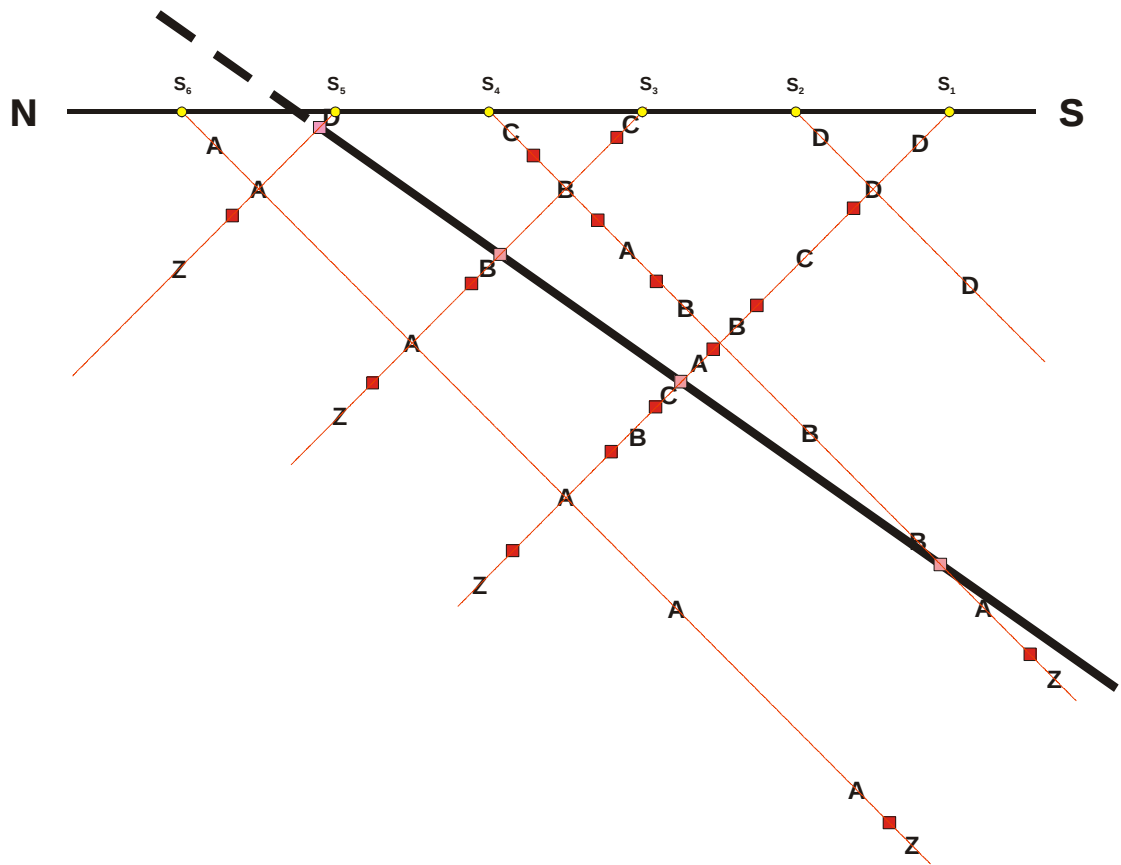
Problema 24. Con el fin de caracterizar el subsuelo en una zona, se ha realizado una campaña de 6 sondeos alineados según una dirección N-S, espaciados entre sí 25 m e inclinados 45°. La inclinación de los sondeos es alterna, tal y como se indica en la figura. El análisis de los testigos recuperados de los sondeos ha permitido identificar la presencia de, al menos, 5 litologías (A, B, C, D, Z; ver tabla), las cuales aparecen distribuidas de acuerdo con una estructura que debe ser interpretada. Se pide:

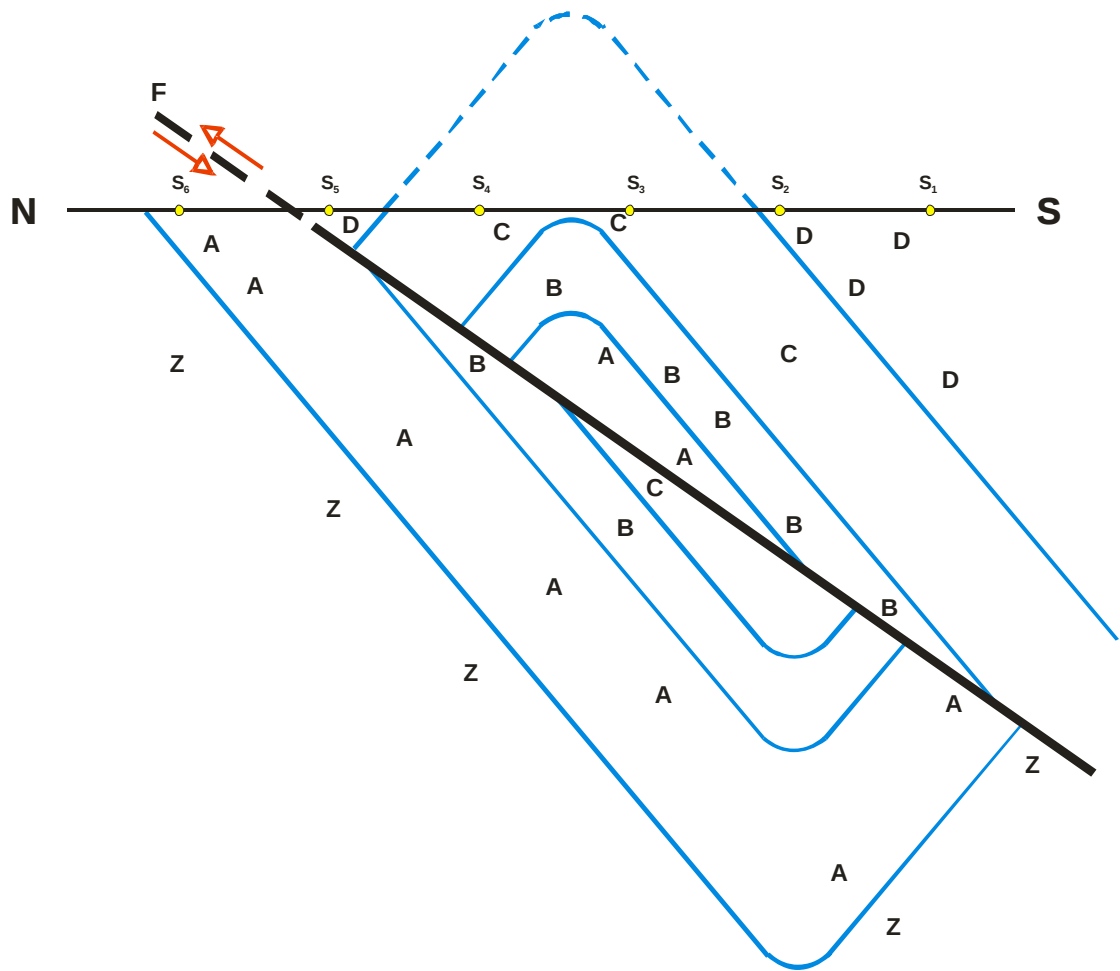
- Realizar un corte geológico a escala que muestre la estructura geológica en profundidad.
- Determinar el buzamiento y sentido de buzamiento de los planos y estructuras presentes.
- Calcular la potencia de los materiales A, B y C.
- Los saltos vertical y normal-proyectado de la falla.

Sondeo 1	Sondeo 2	Sondeo 3	Sondeo 4	Sondeo 5	Sondeo 6
D (0 – 21.3 m)	D (0 – 100 m)	C (0 – 5.9 m)	C (0 – 10 m)	D (0 – 3.6 m)	A (0 – 162.9 m)
C (21.3 – 43.6 m)		B (5.9 – 32.8 m)	B (10 – 24.9 m)	Falla (3.6 m)	Z (> 162.9 m)
B (43.6 – 54.4 m)		Falla (32.8 m)	A (24.9 – 35.0 m)	A (3.6 – 23.7 m)	
A (54.4 – 62.1 m)		B (32.8 – 39.5 m)	B (35.0 – 103.7 m)	Z (> 23.7 m)	
Falla (62.1 m)		A (39.5 – 62.1 m)	Falla (103.7 m)		
C (62.1 – 67.8 m)		Z (> 62.1 m)	A (103.7 – 124.4 m)		
B (67.8 – 78.1 m)			Z (> 124.4 m)		
A (78.1 – 100.6 m)					
Z (> 100.6 m)					

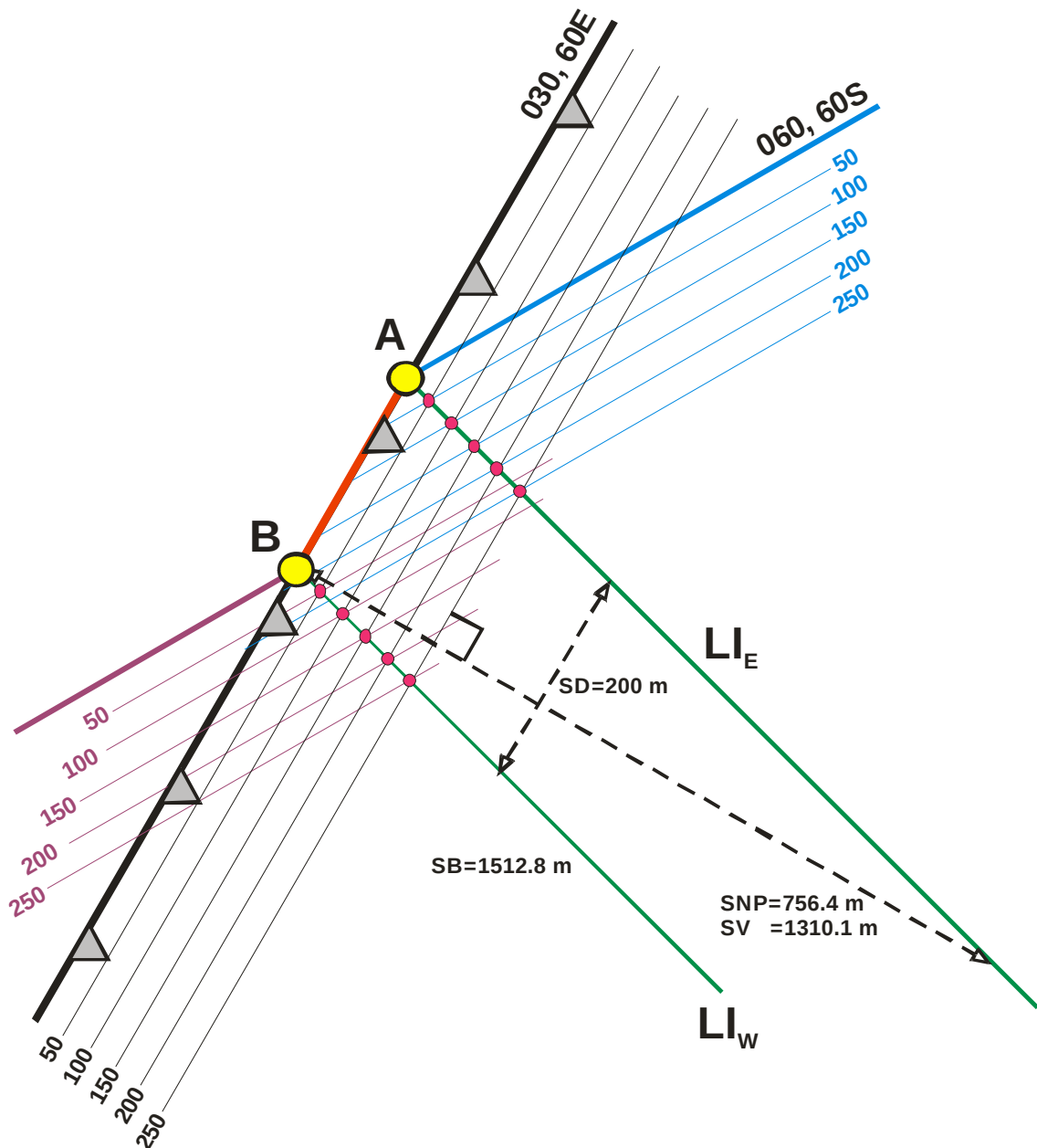


	Falla	Mat. Z		Mat. A		Mat. B		Mat. C		Mat. D	
Tipo de falla	inversa										
Buzamiento	35°	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
Sentido de buzamiento	S	N	S	N	S	N	S	N	S	N	S
Potencia				22.6 m		10.0 m		22.2 m			
Salto vertical	50 m										
Salto normal proyectado	72 m										





Problema 25. En un afloramiento se ha observado la presencia de una falla de dirección 030, 60E. En el bloque este de la falla hay un filón de cuarzo estrecho que corta la falla en el punto A y está orientado 060, 60S. La continuación del filón en el bloque oeste se produce en el punto B, también localizado sobre la traza de la falla y a una distancia de 200 metros del punto A. La dirección de capa y el sentido y ángulo de buzamiento del filón en el punto B son iguales a los de A. Se pide realizar un esquema preciso, a escala 1: 5000, ubicando los distintos elementos geológicos (tanto los descritos como los deducidos) y la respuesta a las siguientes cuestiones: a) Valor de las distintas componentes de salto de la falla; b) Tipo de falla



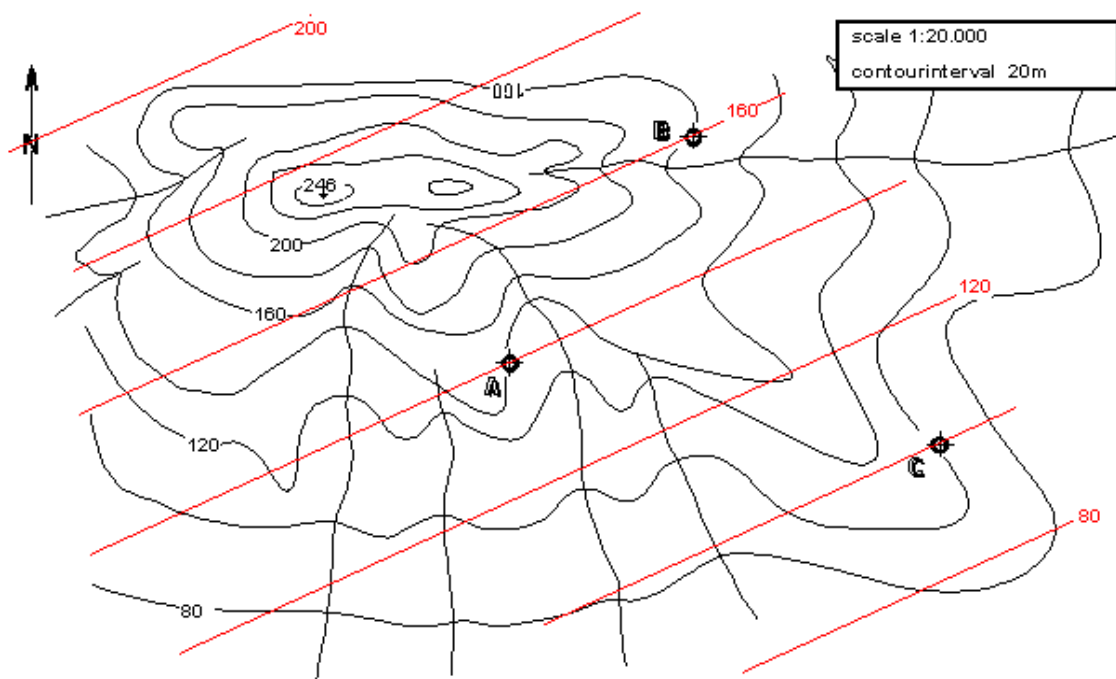
Problema 26. En una campaña de reconocimiento geológico se han realizado 5 sondeos verticales (S1 a S5), a lo largo de una dirección N-S (ver lámina 8, al final del cuadernillo). Los sondeos atraviesan una llanura aluvial. La testificación de los sondeos ha permitido identificar distintos materiales de una serie concordante y continua a las profundidades que se indican en la tabla siguiente y en el dibujo. Asimismo, en los puntos 1 y 2 se han observado los contactos correspondientes a los materiales B-C y C-D, respectivamente. Se pide:

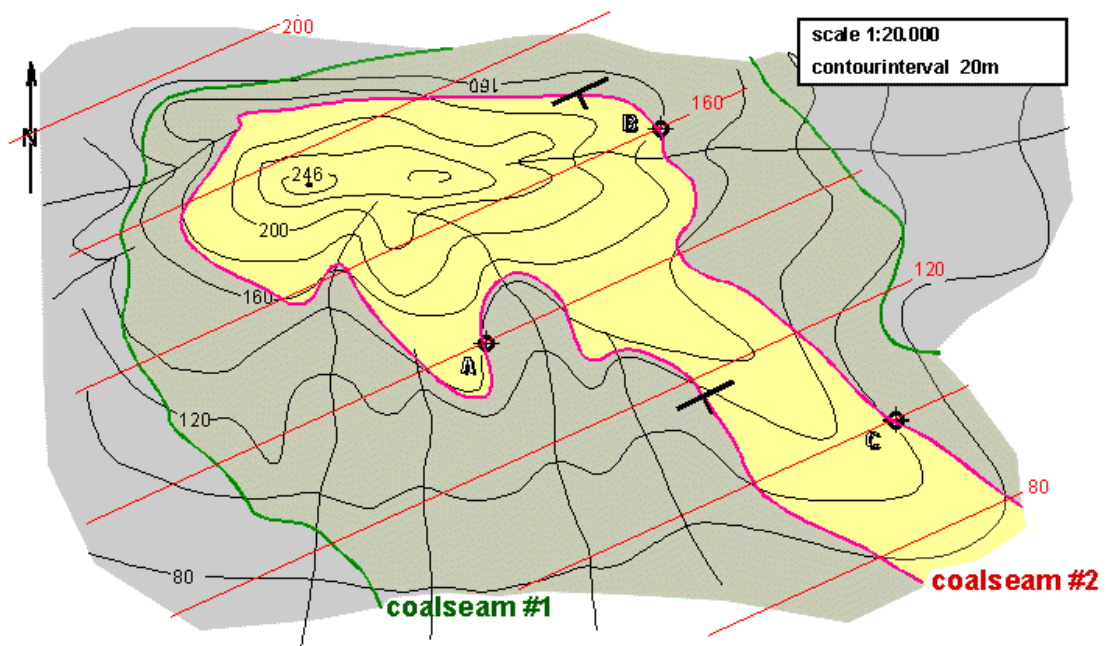
- Completar el corte geológico de la figura adjunta
- Indica sobre el mismo corte los ángulos de buzamiento, potencias reales y eventuales componentes de salto.

S1	Z (m)	S2	Z (m)	S3	Z (m)	S4	Z (m)	S5	Z (m)
Aluvial - A	10	Aluvial-A	10	Aluvial-A	10	Aluvial-A	10	Aluvial-B	10
A-B	18	A-D	244	A-B	373	A-B	270	B-C	150
B-C	86			B-C	441	B-C	424	C-D	268
C-D	138			C-D	493	C-D	542		
				D-D	519				

Problema 27. Una capa de carbón (capa n° 1) aflora en tres puntos de un mapa (A, B y C; ver lámina 9 al final del cuadernillo). La capa de carbón n° 2 se ha localizado a 30 metros de profundidad, a partir de un sondeo vertical situado en el punto B. En ese punto, la dirección de capa de ambas capas de carbón es idéntica. El espesor de cada una de las dos capas de carbón es, a lo sumo, de 2 metros. Se pide:

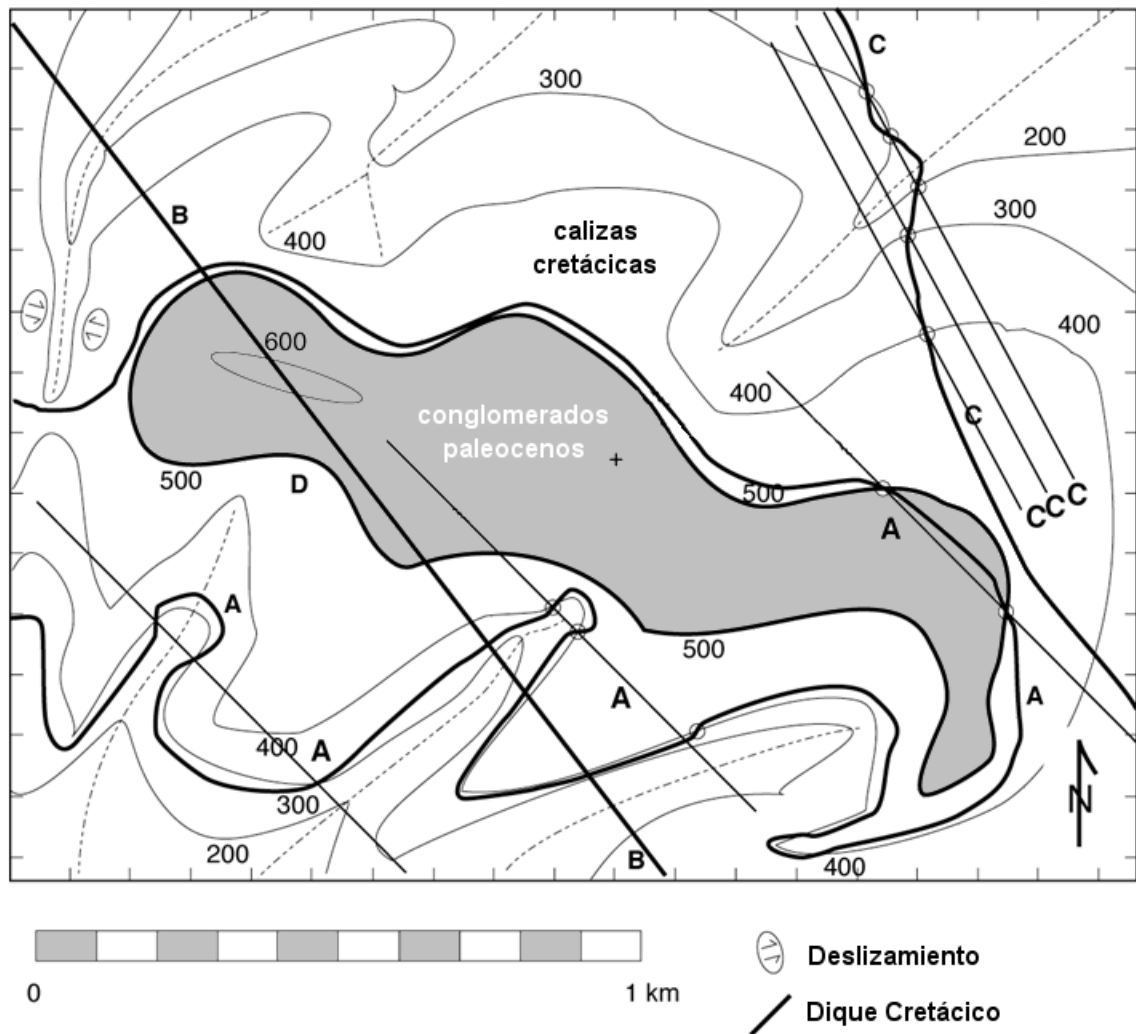
- Reconstruye el patrón de afloramiento de las dos capas de carbón en la superficie cartografiada suponiendo que se trata de superficies planas ideales a lo largo de todo el mapa.
- Por debajo de la capa 2 se encuentra una formación de areniscas, mientras que entre las dos capas de carbón hay una alternancia de pizarras y areniscas. Por último, sobre la capa 1 se localiza una formación margosa.
- Calcula la potencia vertical o la potencia vertical mínima de cada una de esas tres formaciones. Supón despreciable el espesor de las capas de carbón.





Problema 28. Tres diques planares (identificados en el mapa como A, B y C) cortan unas calizas de edad cretácica y unos conglomerados del Eoceno. Se pide:

- Determinar la dirección de capa, la dirección de buzamiento y el ángulo de buzamiento de cada uno de los diques así como la del contacto entre los conglomerados y las calizas (en el mapa, contacto D). Pon los resultados en la tabla que se adjunta.
- Indica claramente en el mapa con la simbología adecuada los datos anteriores (un símbolo para cada dique y otro para el contacto Cretácico/Paleoceno).



	Direc. capa	Direc. Buz.	Ángulo de buz.
Dique A			
Dique B			
Dique C			
Contacto Cretácico/Paleoceno			

Problema 29. Una serie de sondeos han permitido localizar, a diversas profundidades, un nivel guía característico. Dicha capa ha sido afectada por el movimiento de una falla de dirección 045,30SE. Los datos necesarios para realizar la construcción geométrica se indican en la siguiente tabla y en el esquema de la página siguiente.

Estructura	Punto	Cota del punto (m)	Orientación
Dique intrusivo	D1	en superficie	080,90
Dique intrusivo	D2	en superficie	080,90
Falla	Fa	1000 m	045,30SE
Nivel guía	A	1400 m	090,30S
Nivel guía	B	1100 m	090,30S
Nivel guía	C	1000 m	090,30S
Nivel guía	D	800 m	090,30S
Nivel guía	E	600 m	090,30S
Nivel guía	F	1100 m	090,30S

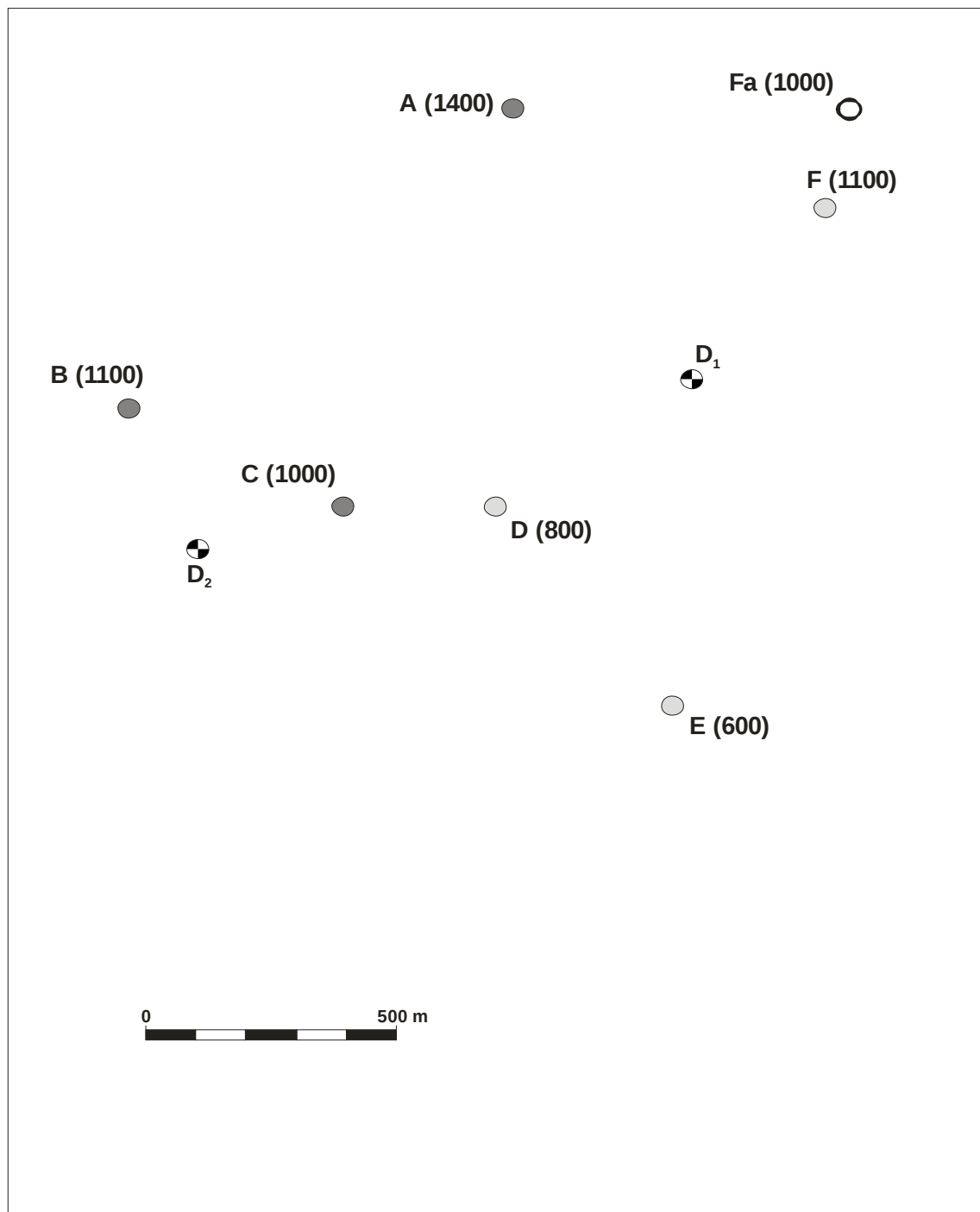
Se pide:

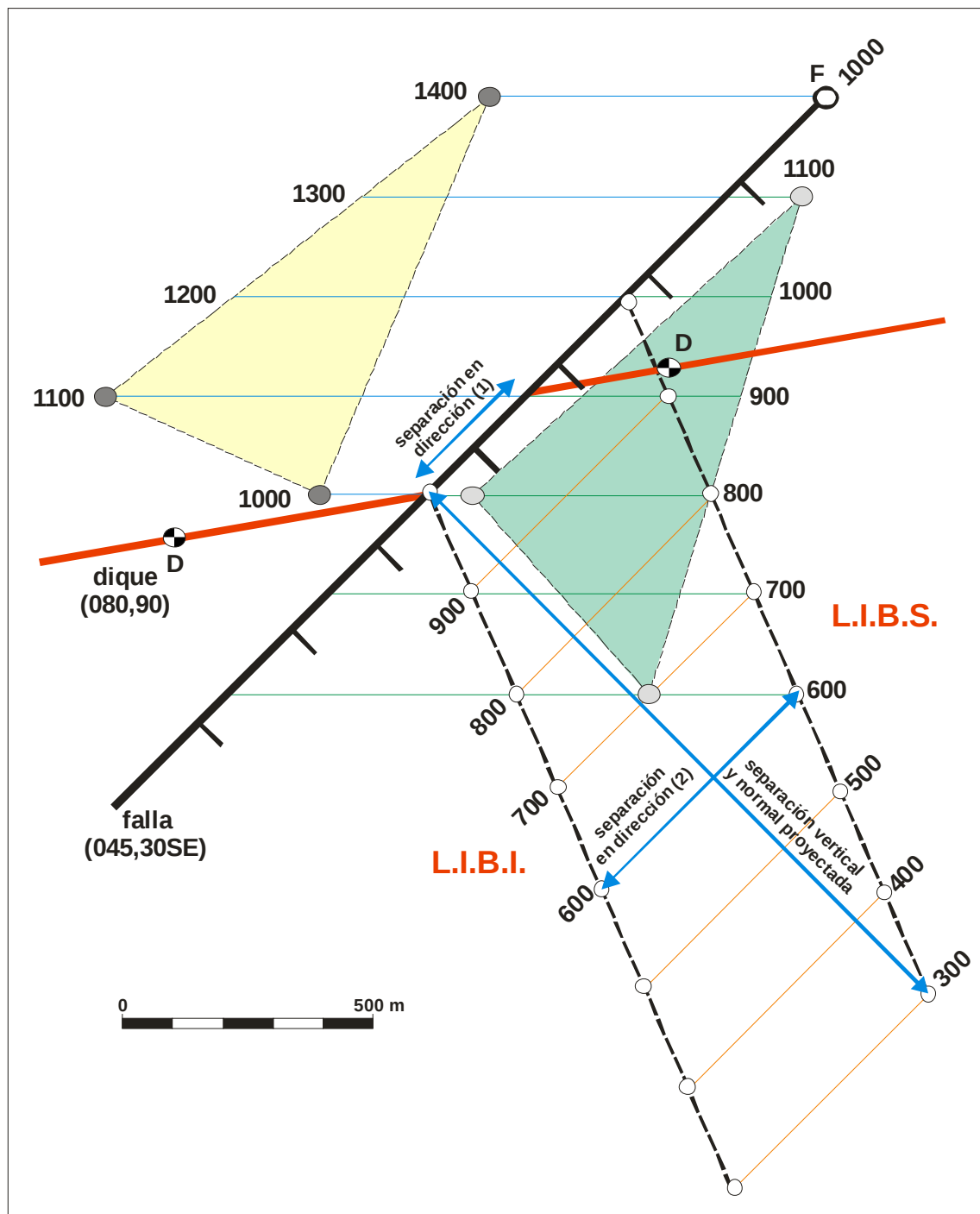
- Identificar y justificar el tipo de falla.

b) Calcular las distancias que se indican en la siguiente tabla.

Distancia	Valor (m)
Separación normal (nivel guía)	
Separación normal proyectada (nivel guía)	
Separación horizontal (nivel guía)	
Separación horizontal (dique)	

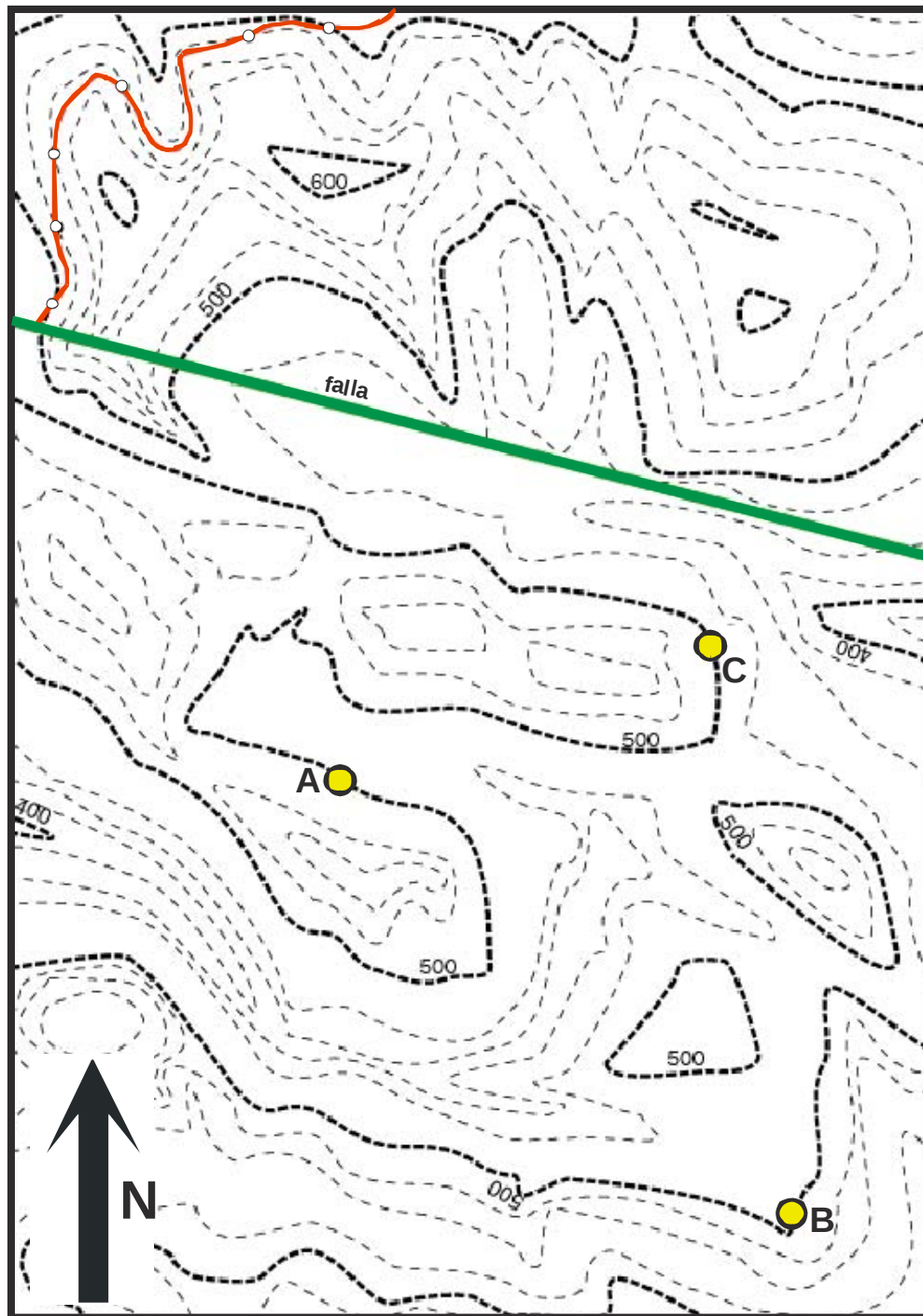
Nota: Las cotas indicadas corresponden a la localización real de cada punto.





Problema 30. En relación con el mapa siguiente, contesta las siguientes preguntas:

- ¿Cuáles son la dirección de capa, el buzamiento y el sentido de buzamiento de las capas que afloran al norte de la falla del mapa adjunto?
- ¿Cuál es el buzamiento y sentido de buzamiento de la falla?
- Un nivel-guía aflora al sur de la falla en los puntos A, B y C. Determina su patrón de afloramiento en el mapa y da su dirección de capa, buzamiento y sentido de buzamiento.



Problema 31. En la región representada mediante el mapa topográfico de la lámina 10 (al final del cuadernillo) aflora una capa continua plegada. Dicha capa aflora en los puntos A y B. La dirección de capa de la misma es N-S mientras que su buzamiento es de 45° hacia el oeste en el punto A y unos 27° hacia el este en el B. Con esos datos, dibuja la traza en superficie de la misma y localiza el plano axial del pliegue, representándolo de acuerdo con la nomenclatura convencional en geología.

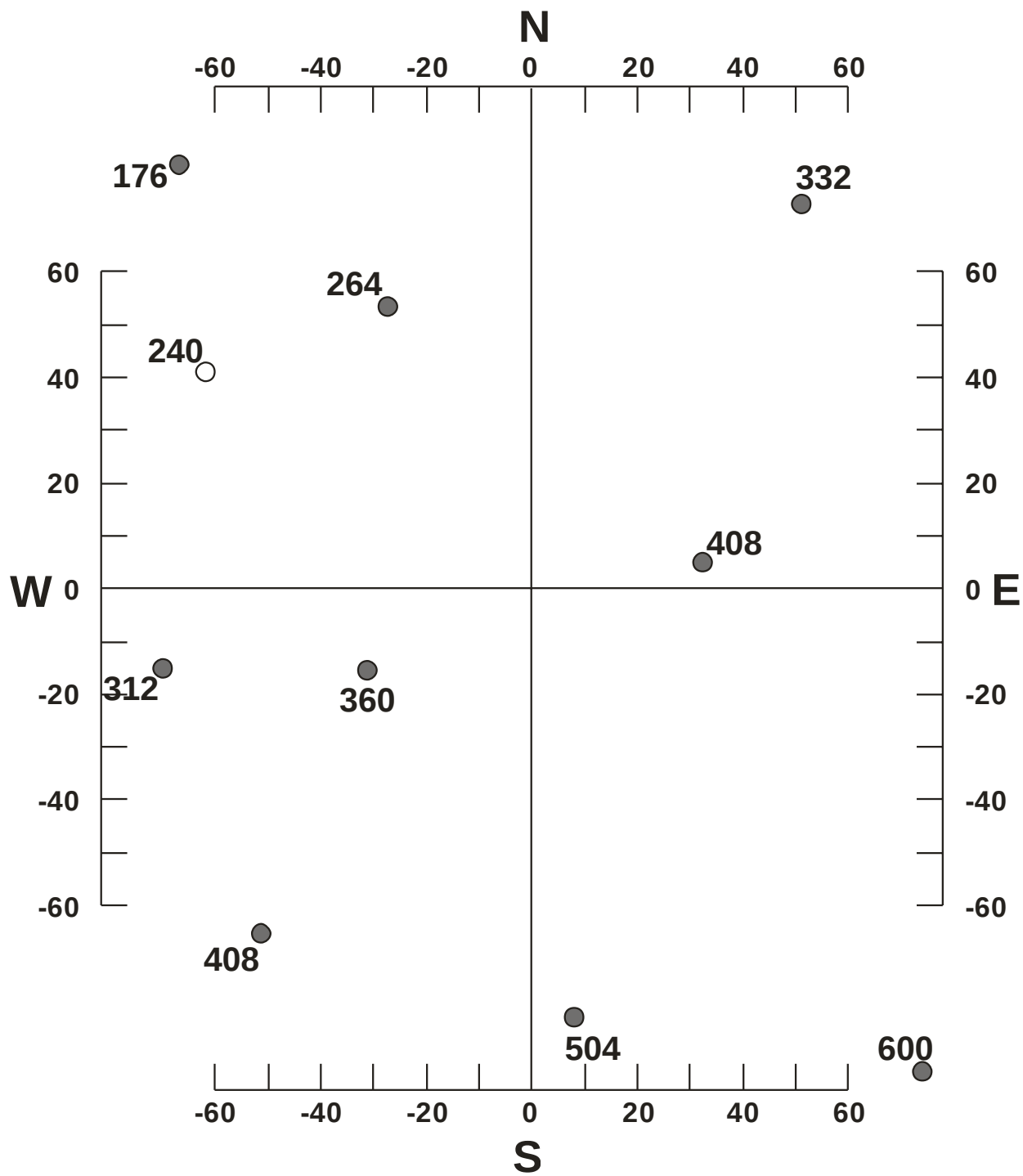
Problema 32. En el mapa de la lámina 11 (al final del cuadernillo) se ha representado la topografía de una zona con las correspondientes curvas de nivel en metros. En los puntos marcados como F_1 , F_2 , C_1 , C_2 y C_3 afloran una serie de planos cuyas características se

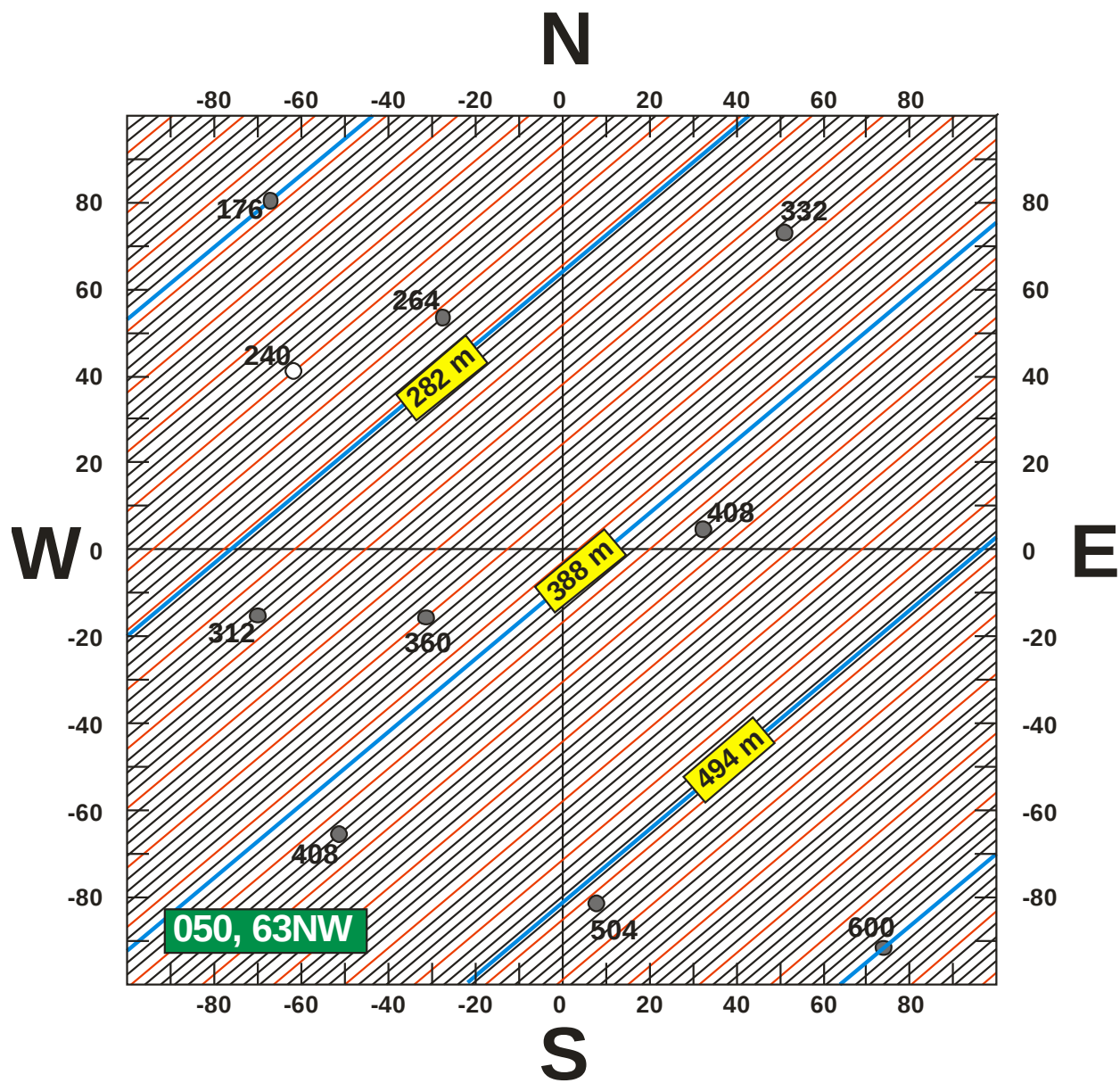
detallan a continuación. Sabiendo que las dos fallas son posteriores a la deposición de todos los materiales de la zona, se pide:

- a) Representar sobre el mapa la traza en superficie de todos los planos indicados
- b) Indicar sobre el mapa los bloques levantados/hundidos asociados a cada falla, de acuerdo con la representación estándar en cartografía geológica.
- c) Indicar la magnitud del salto vertical asociado a cada una de las dos fallas
 - F_1 : falla vertical
 - F_2 : falla vertical
 - C_1 : capa horizontal
 - C_2 : capa horizontal
 - C_3 : capa inclinada (180° , 45° W)

Problema 33. En el mapa siguiente se indica la localización de una serie de puntos de color negro que pertenecen, todos ellos, al techo de la misma capa. Los números que acompañan los puntos corresponden a las cotas de los mismos, en metros. Se muestra también la localización y cota de 1 único punto de color blanco correspondiente a su base. Con estos datos se pide:

- a) Calcular la escala del mapa
- b) Trazar 5 direcciones de capa equiespaciadas de modo que dos de ellas correspondan a los puntos de mayor y menor cota. Indicar sobre el mapa la cota a la que corresponde cada dirección de capa.
- c) Dar la orientación, buzamiento y sentido de buzamiento de acuerdo con el convenio de representación explicado en clase y en el libro de prácticas.
- d) Calcular la potencia real de la capa.





Mapas y esquemas del Apéndice 3

Lámina 1

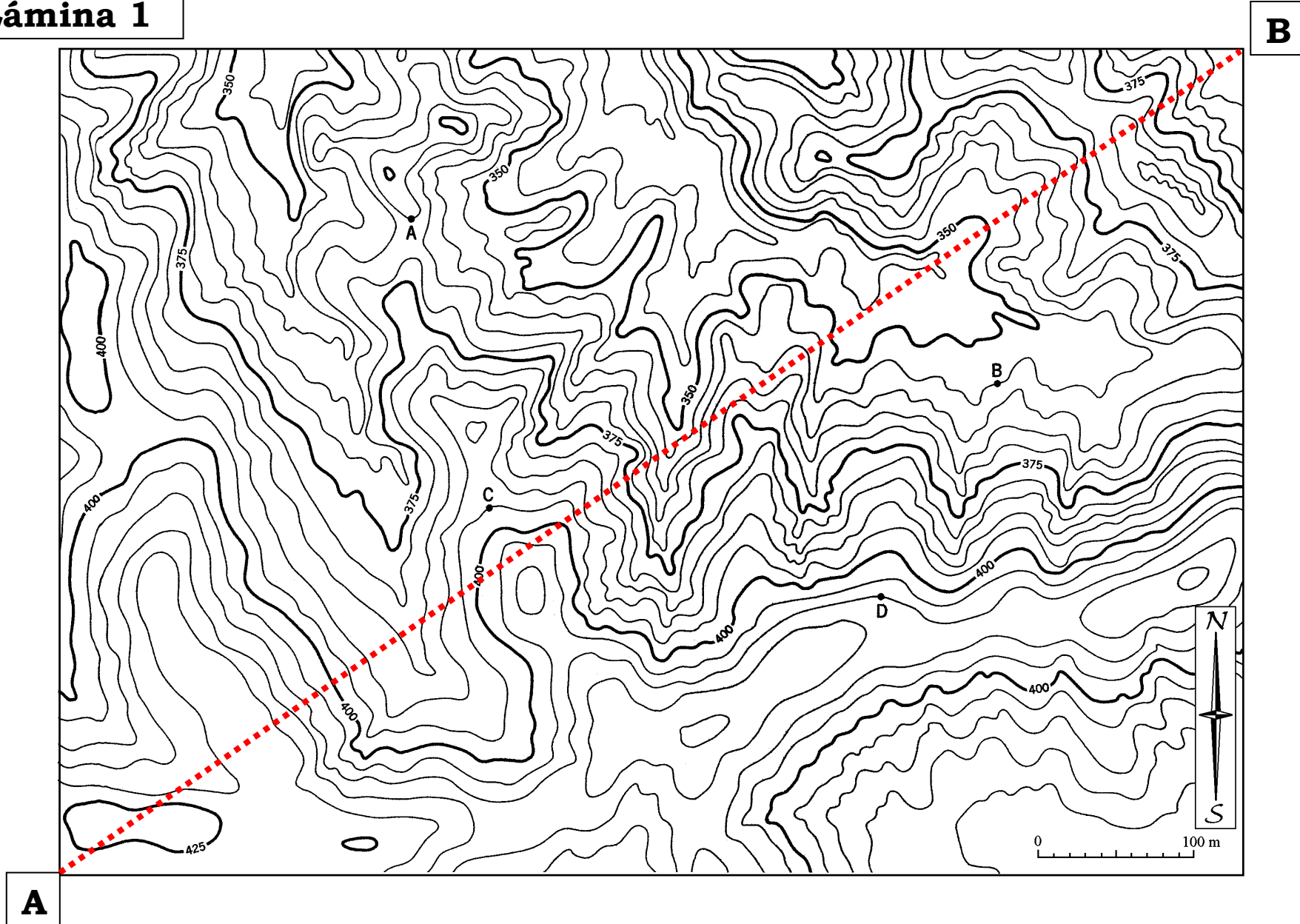


Lámina 2

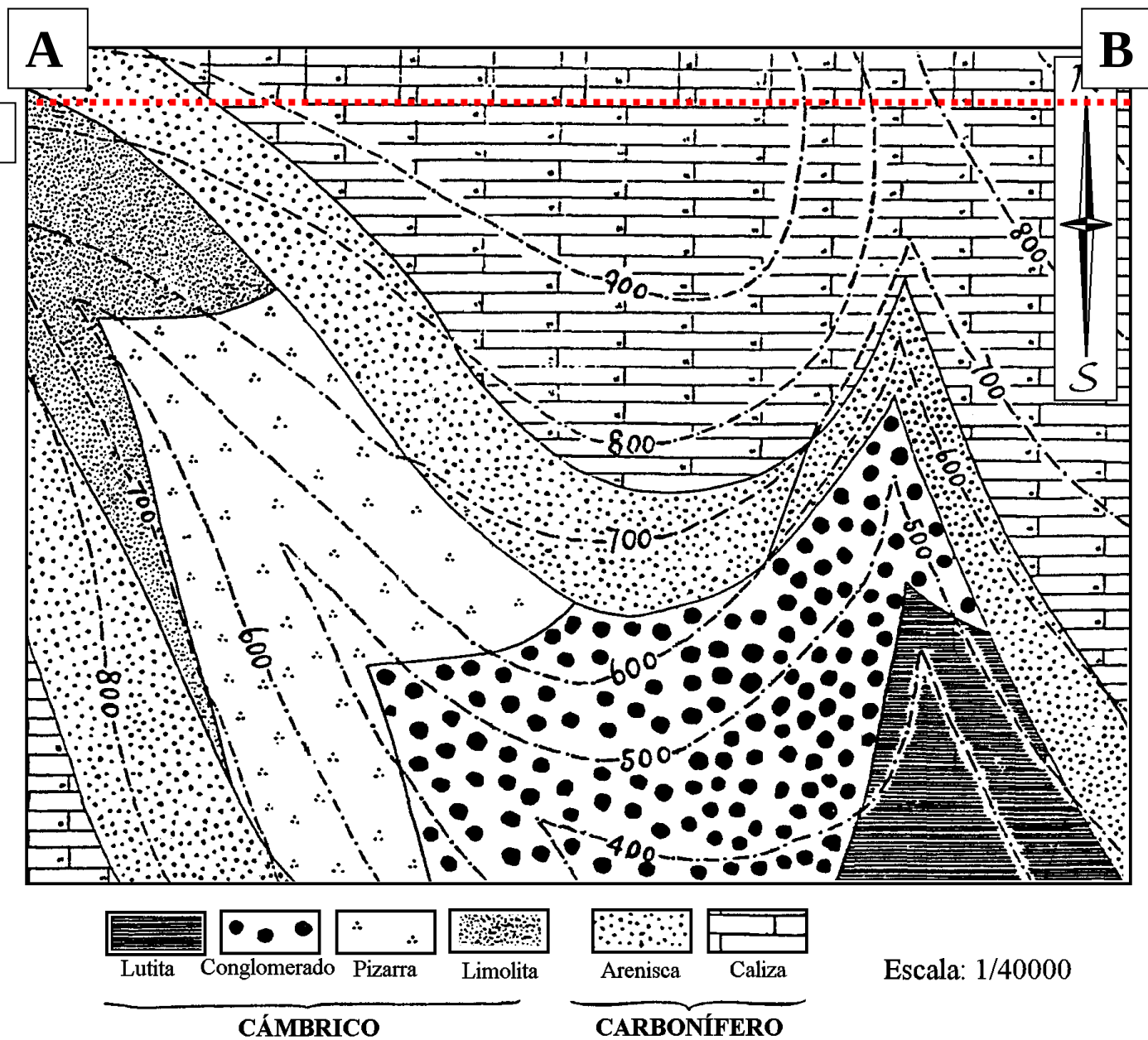


Lámina 3

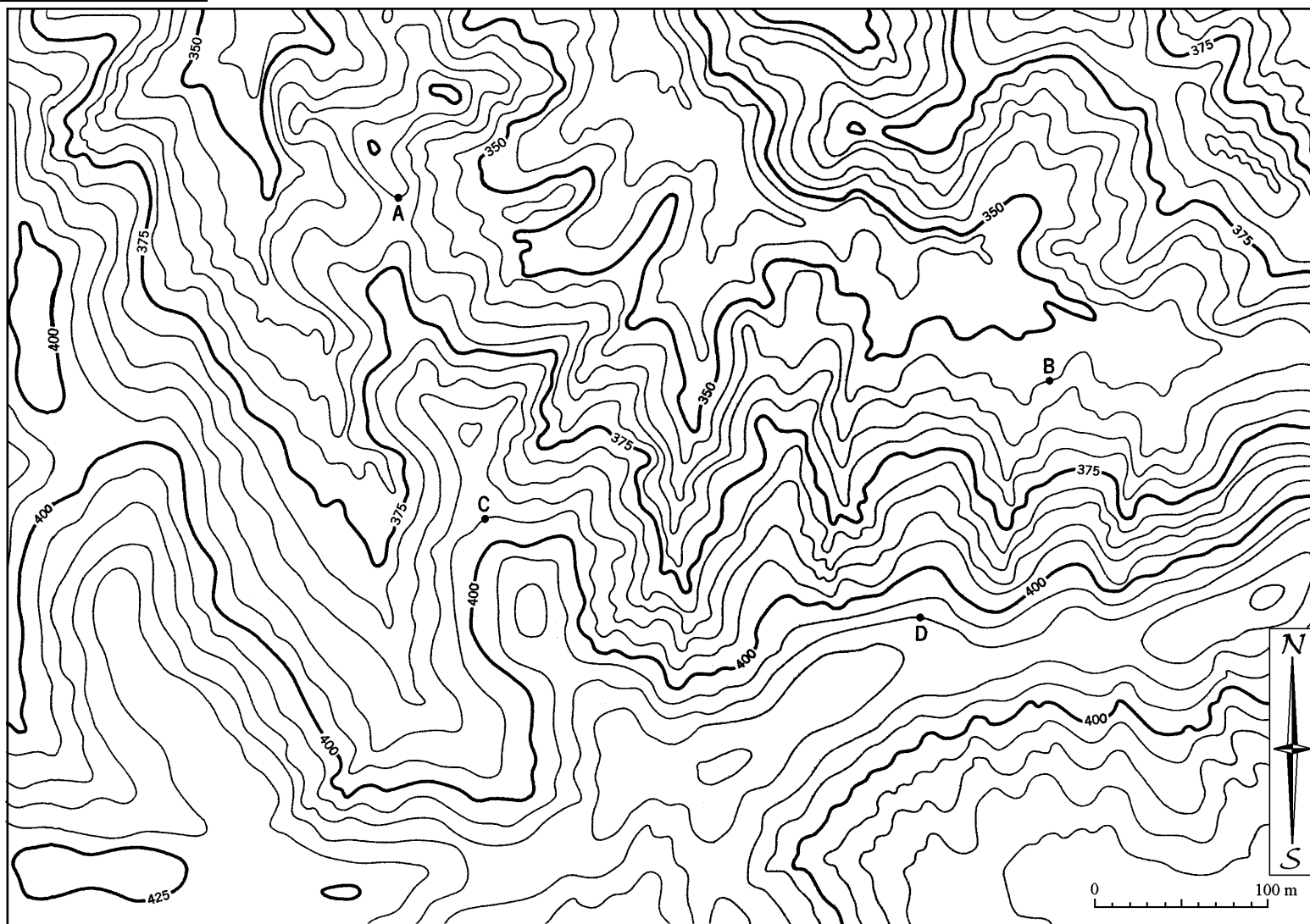


Lámina 4

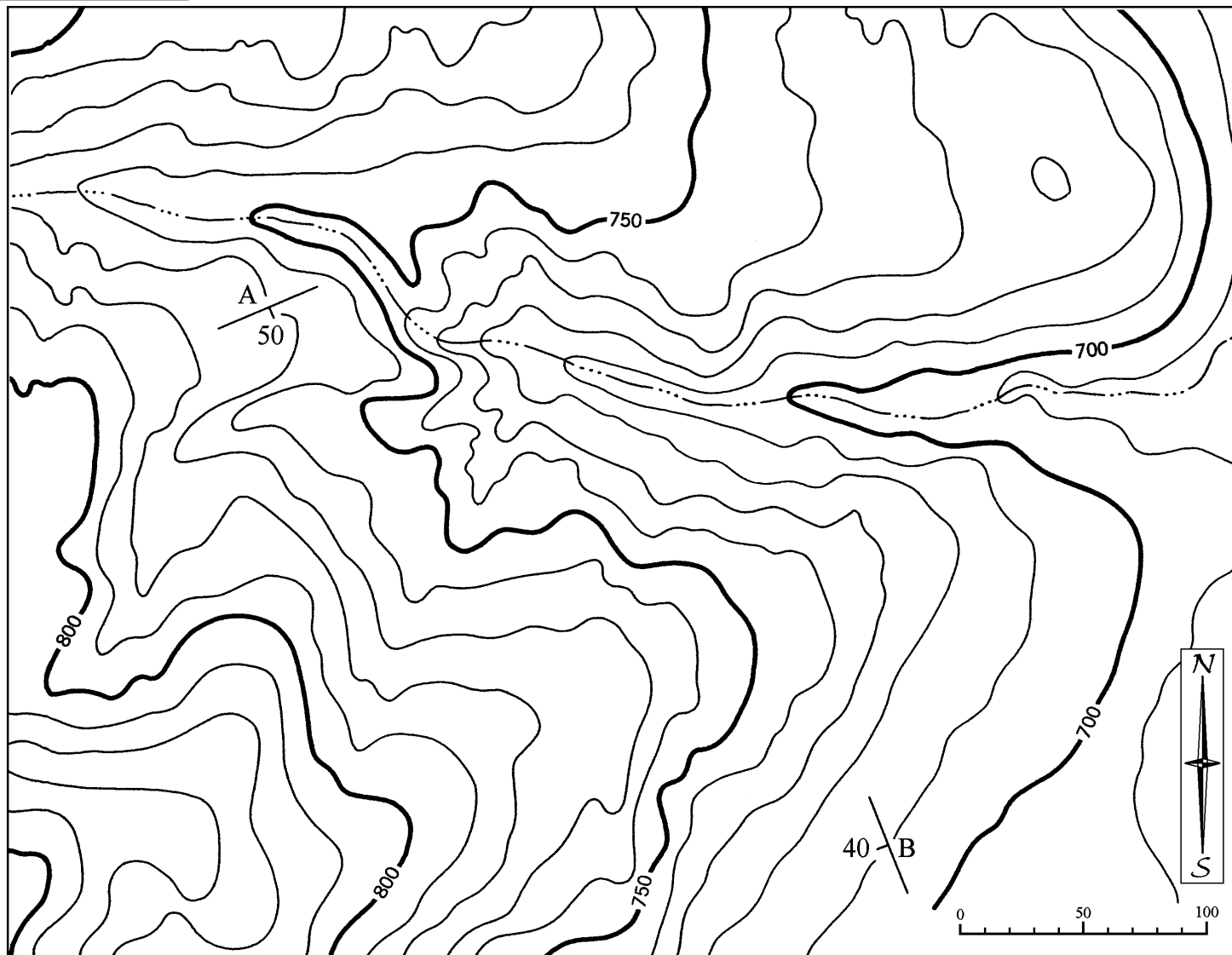


Lámina 5

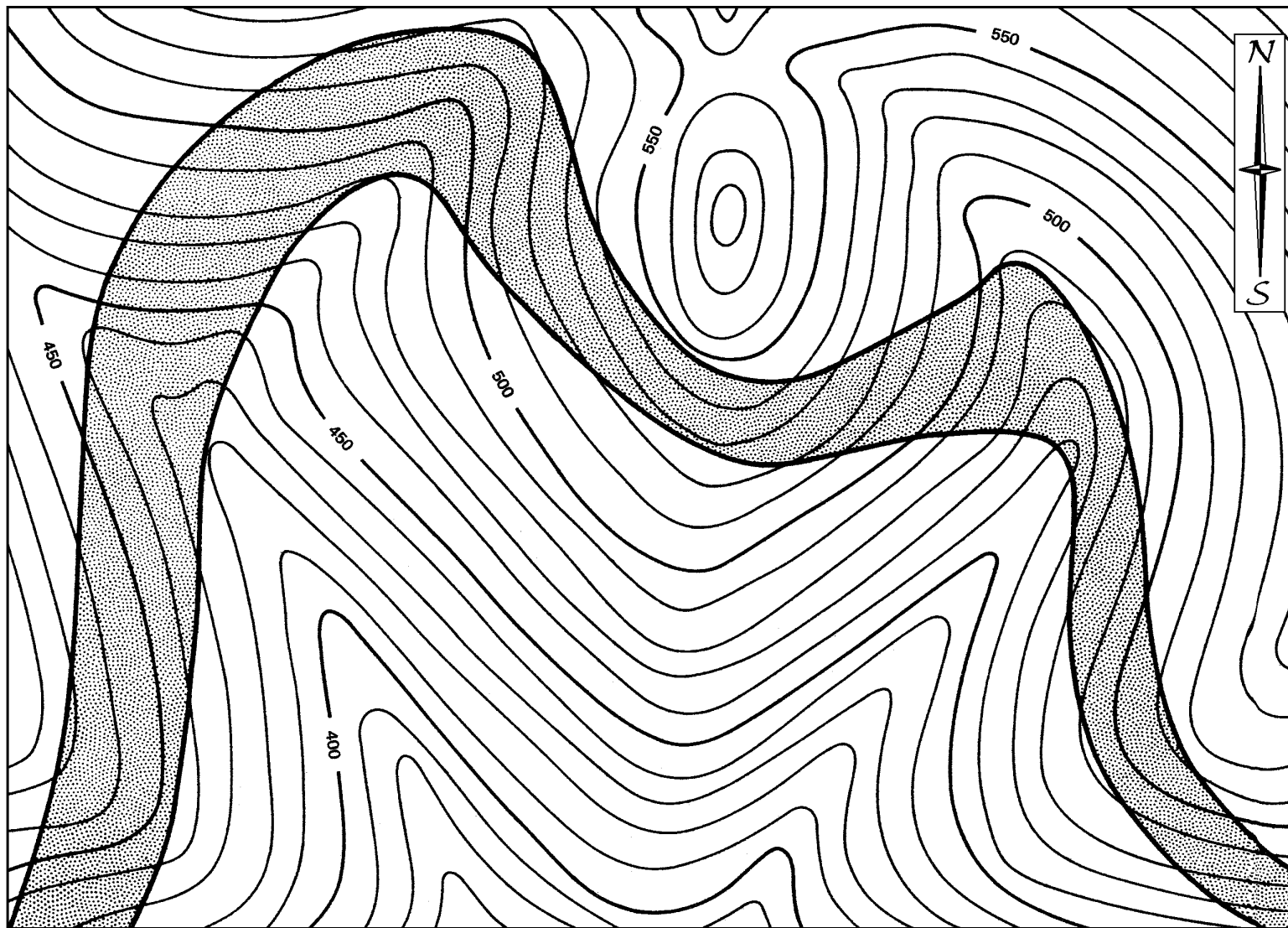
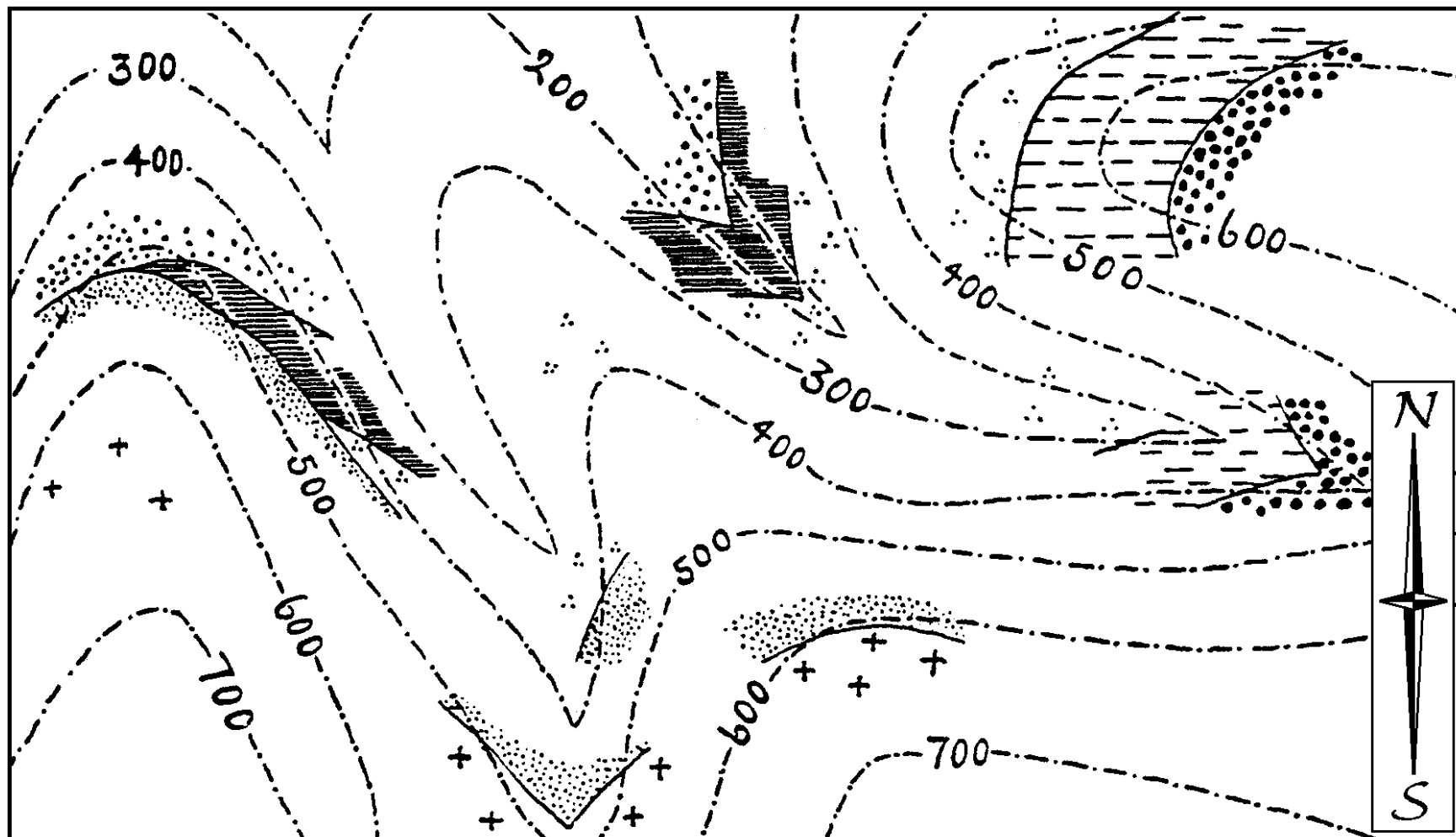
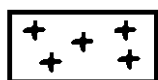
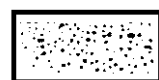
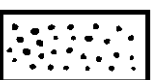
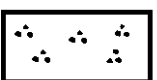
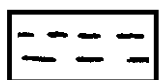
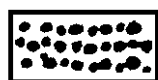


Lámina 6



Conglomerados



Lutitas

Areniscas

Lutitas

Limos

Lutitas

Margas

SERIE INFERIOR

SERIE SUPERIOR

Lámina 7

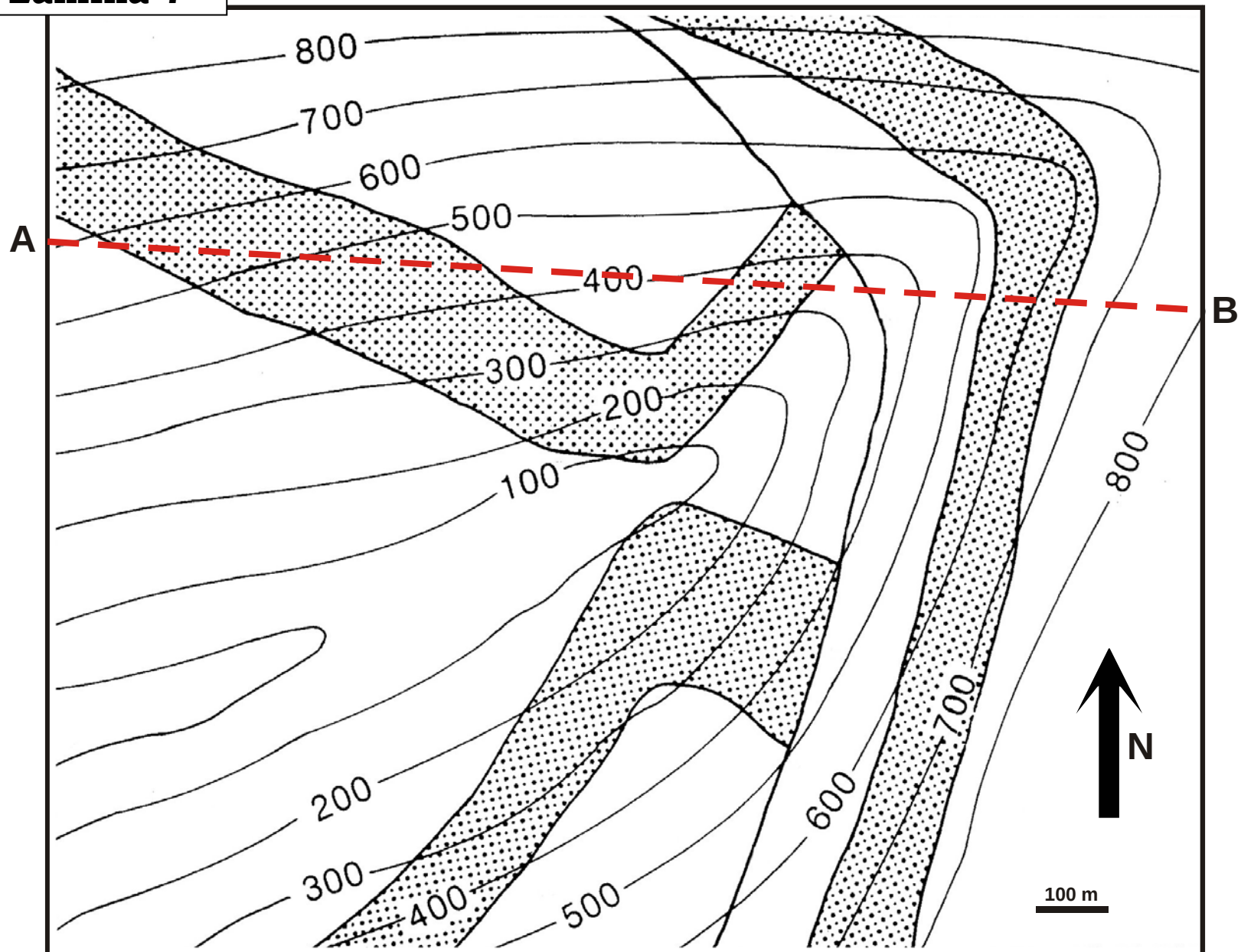
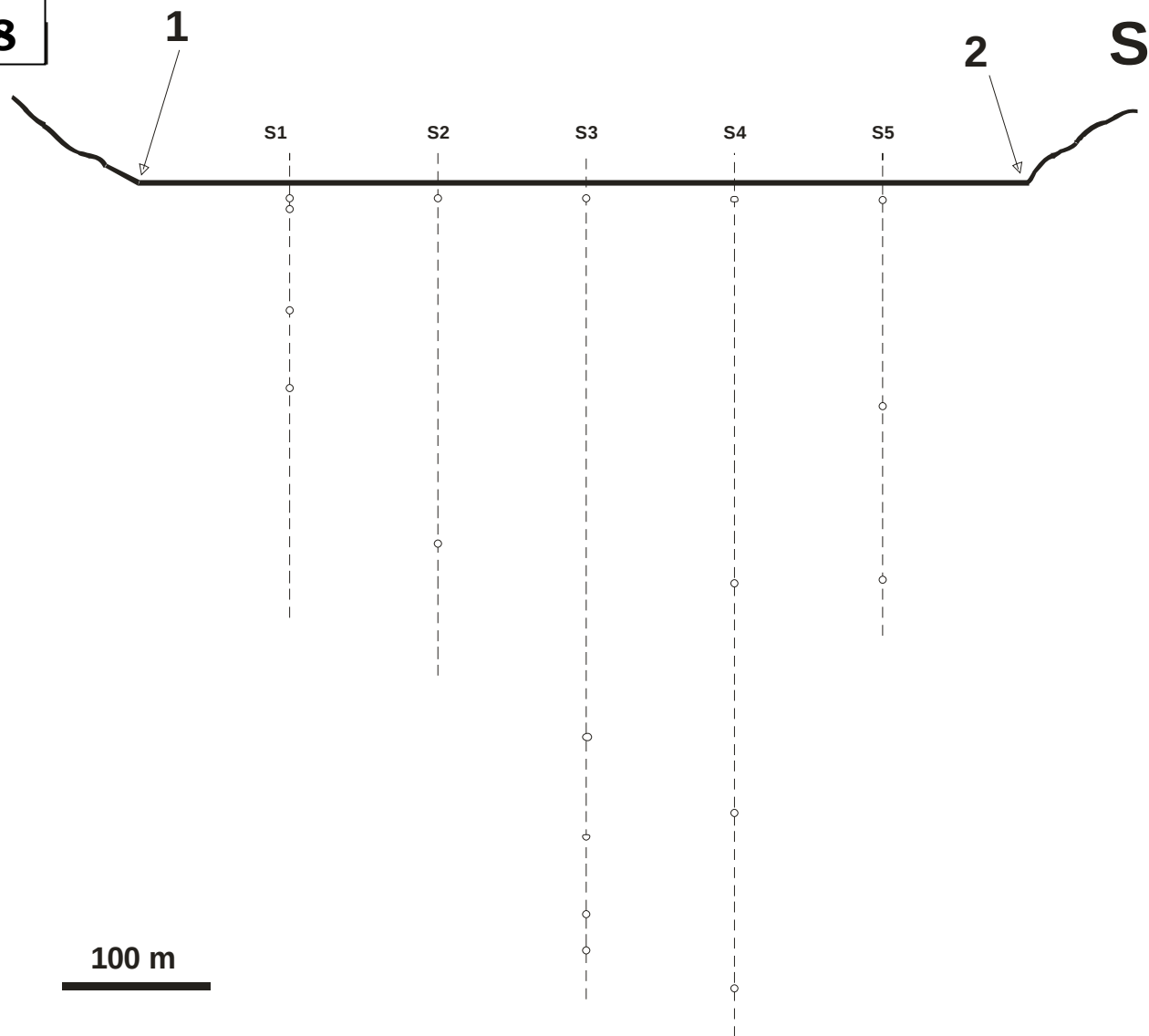


Lámina 8



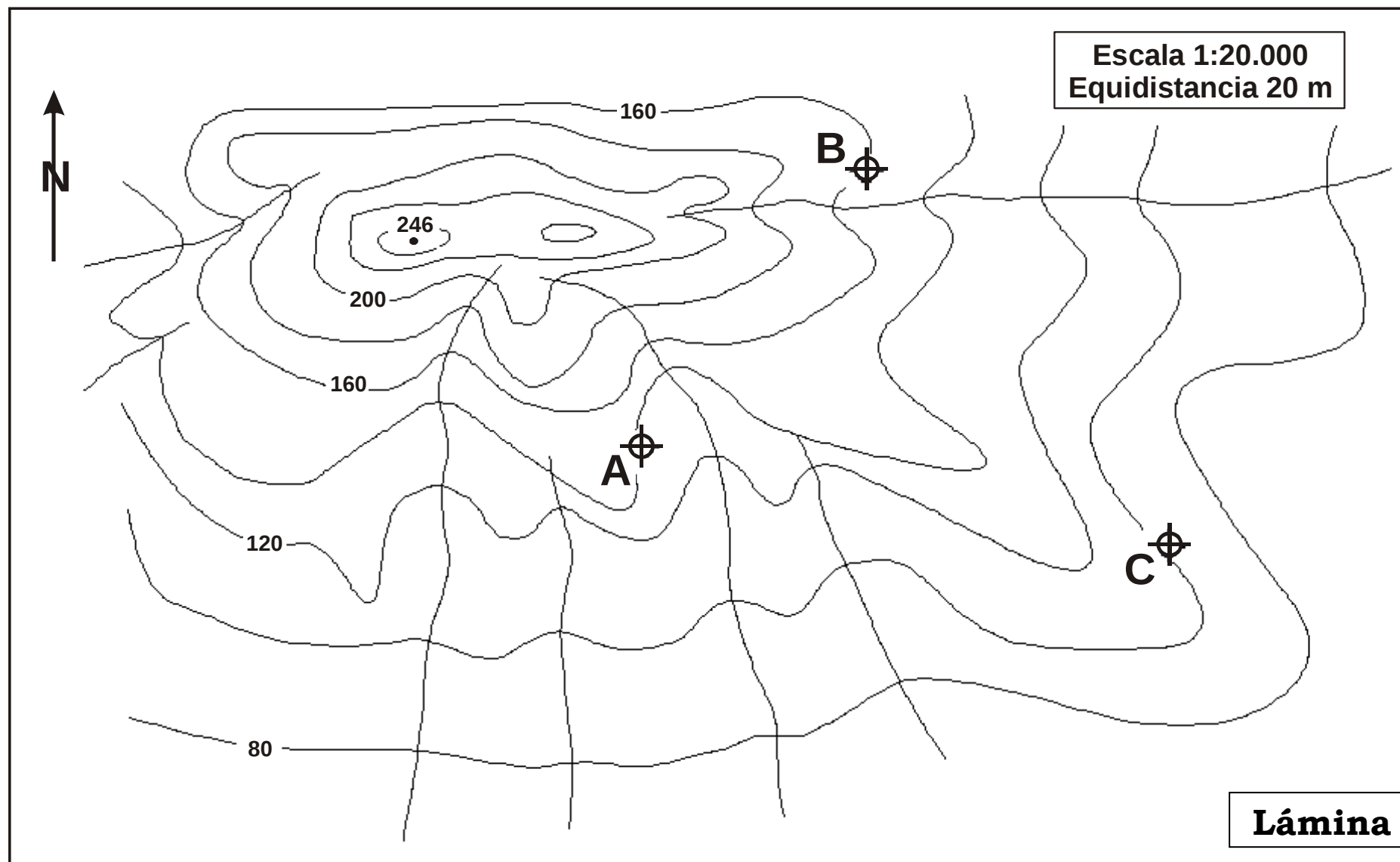
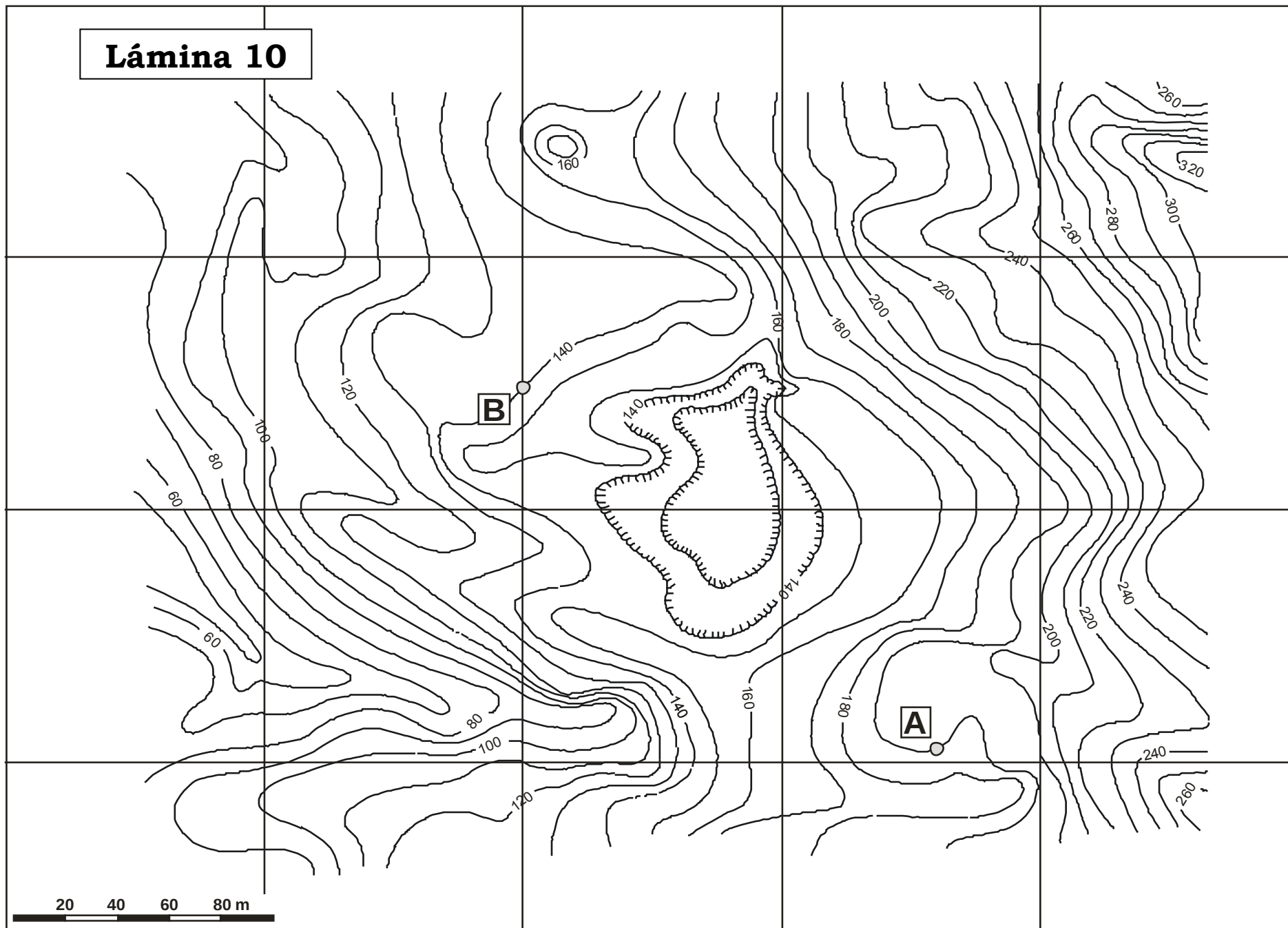


Lámina 10



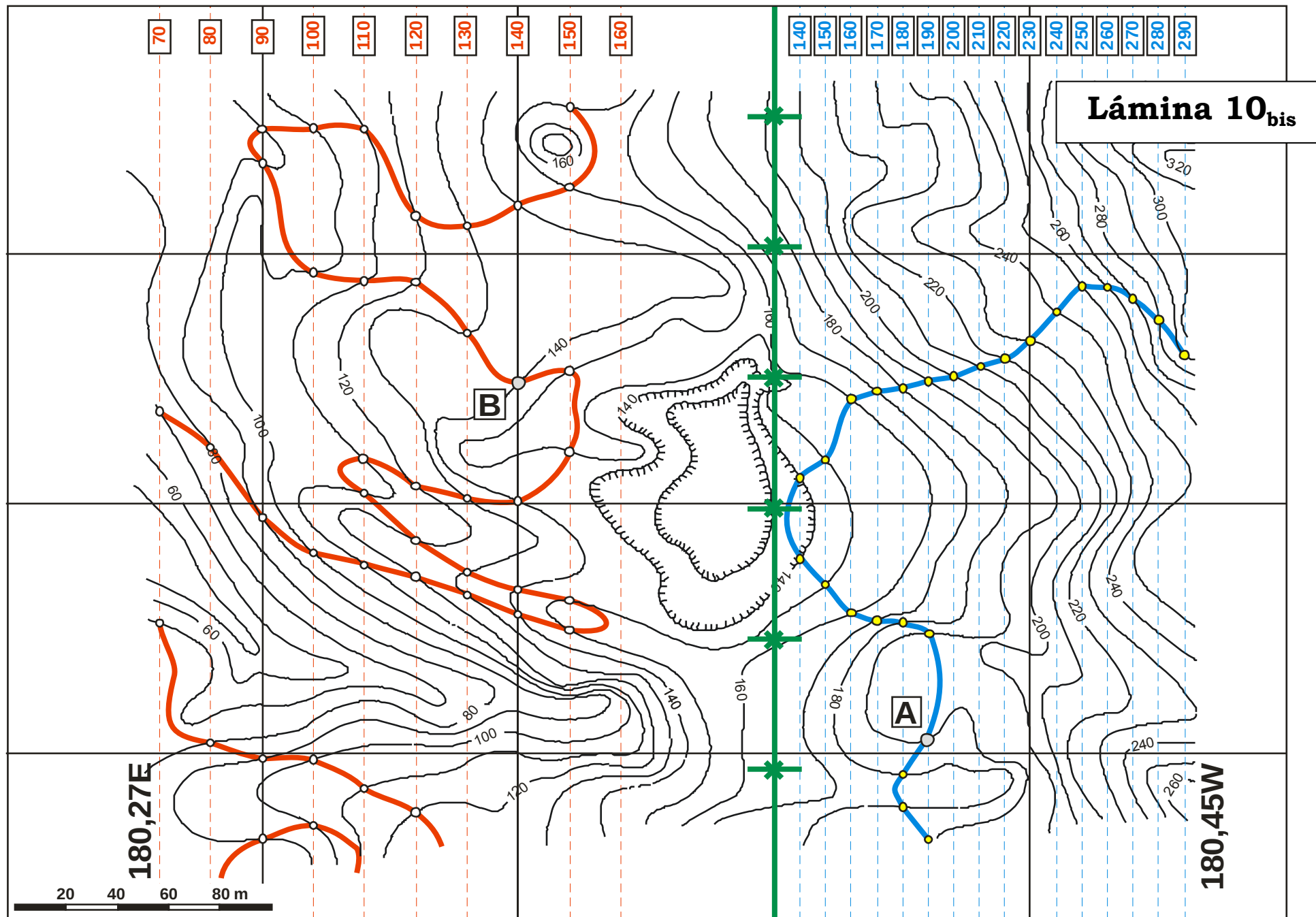
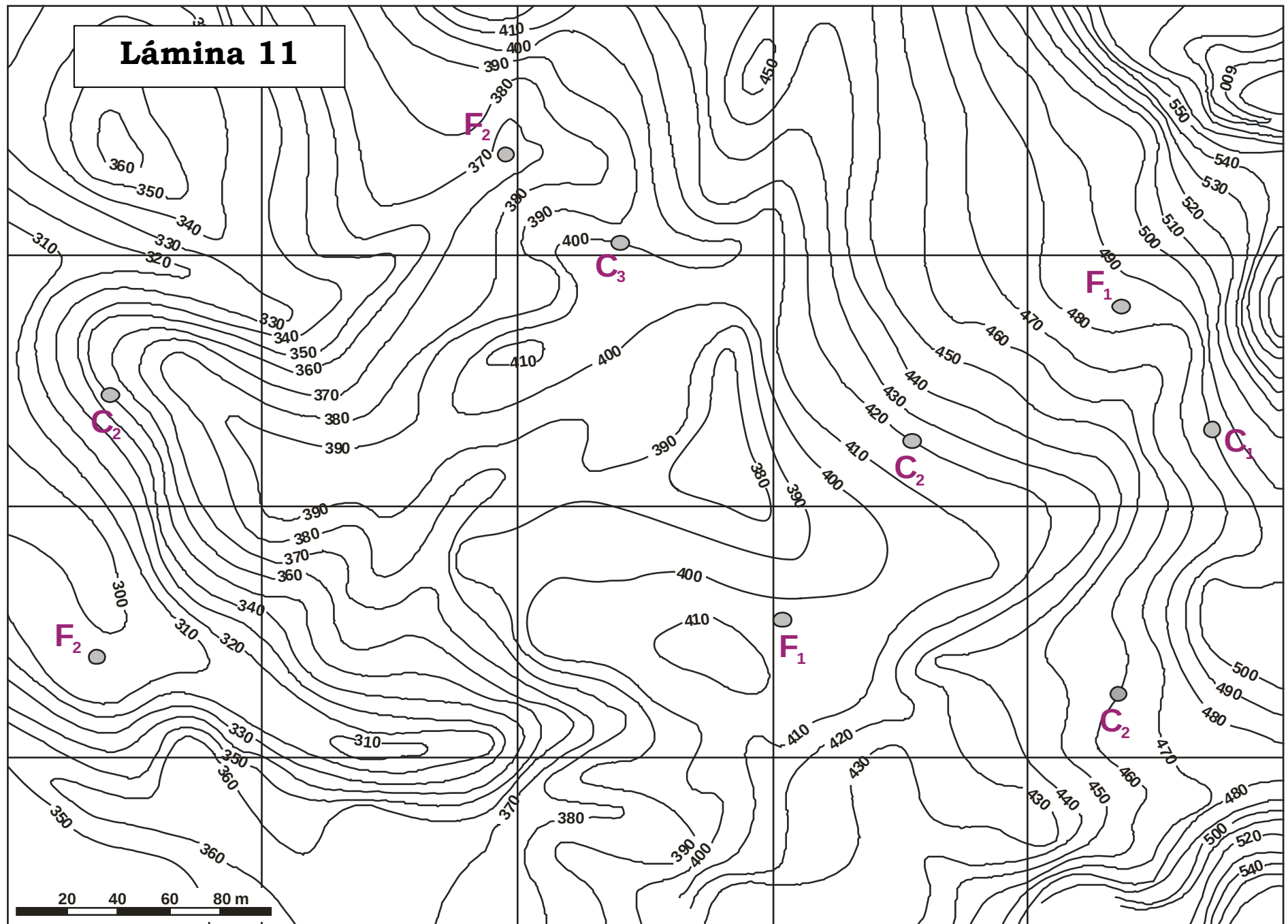
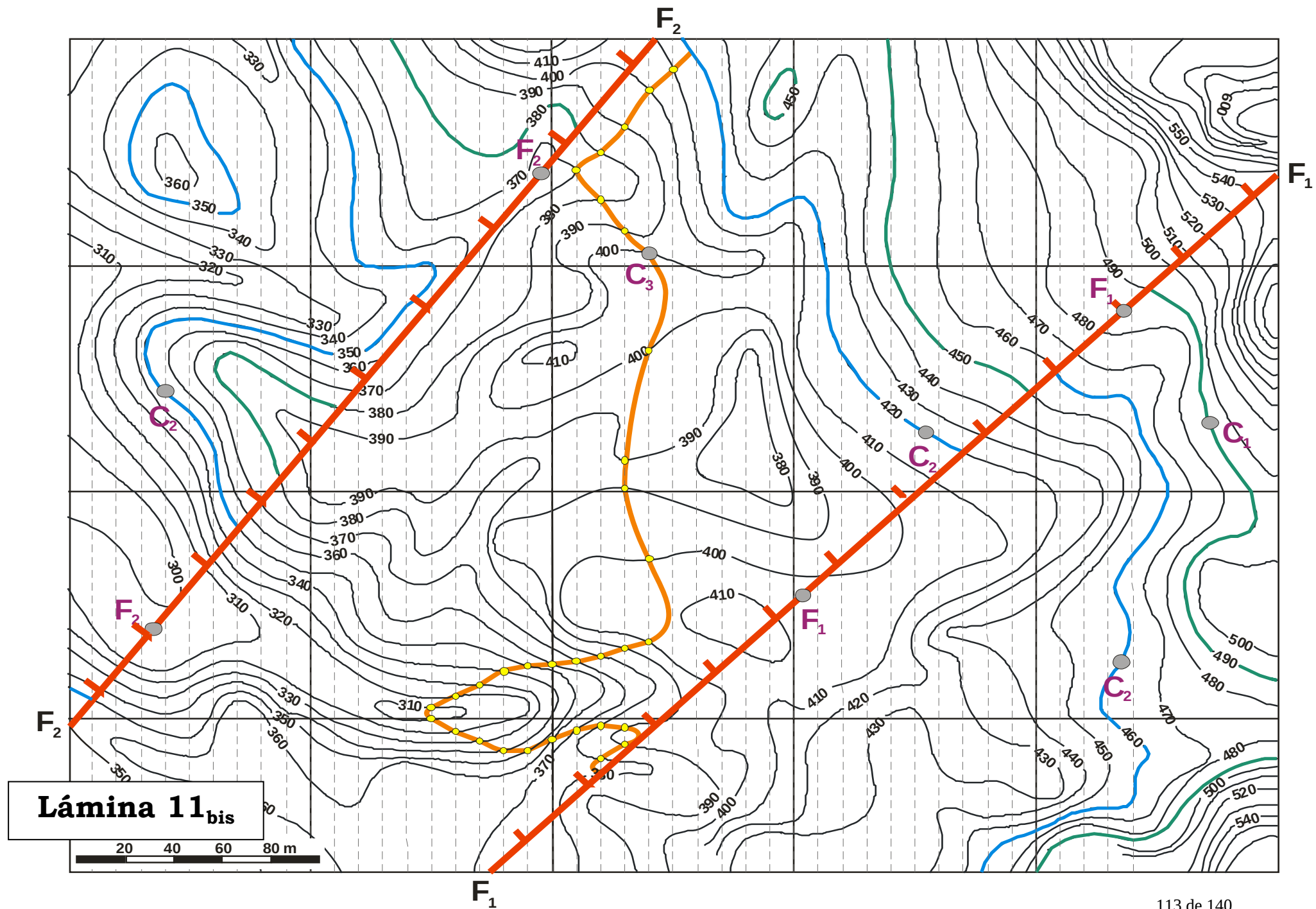


Lámina 11





Apéndice 4. Colección de Problemas de Suelos

Problemas Resueltos

Problema 1.

Una muestra de suelo tiene una masa de 30,6 Kg y ocupa un volumen de 18,3 L. Cuando es secado en una estufa, su masa se reduce a 27,2 Kg. La gravedad específica, G_s , es igual a 2,65.

Determina:

Humedad, ω (%)

Densidad total, ρ_T , densidad seca, ρ_d y densidad saturada ρ_{sat}

Porosidad e índice de poros, n y e

Grado de saturación, S_R

SOLUCION:

Como se conocen la masa total, la masa seca y el volumen total de la muestra, se puede calcular fácilmente tanto su densidad aparente como su densidad seca

$$\rho = \frac{M_T}{V_T} = \frac{M_S + M_W}{V_T}$$

$$\rho_d = \frac{M_S}{V_T}$$

$$\rho_T = 1672 \text{ g/m}^3$$

$$\rho_d = 1486 \text{ Kg/m}^3$$

Restando la masa de sólido respecto a la total se obtiene la masa de agua y se calcula la humedad

$$\omega = \frac{\text{Masa de agua } (M_W)}{\text{Masa de sólido } (M_S)} \times 100$$

$$\omega = 12,5 \%$$

Aplicando la fórmula de la gravedad específica se halla el volumen de sólidos, y por diferencia respecto al volumen total, el de huecos, necesarios para calcular la porosidad y el índice de poros.

$$V_S = \frac{M_S}{G_s \rho_w}$$

$$e = \frac{V_V}{V_S}$$

$$n = \frac{V_V}{V_T}$$

$$e = 0,77$$

$$n = 43,7 \%$$

Ahora también se puede conocer el grado de saturación.

$$S = \frac{\text{Volumen total de huecos conteniendo agua } (V_W)}{\text{Volumen total de huecos } (V_V)} \times 100$$

$$S_R = 42,5 \%$$

Para la densidad saturada se asume que todos los huecos están rellenos por agua, así que para conocer la masa de agua necesaria para rellenar todos los huecos se usa la densidad de la misma, $\rho_w = 1000 \text{ Kg/m}^3$. Esta masa de agua no tiene por qué coincidir con la real.

$$\rho_{sat} = \frac{M_S + M_W}{V_T}$$

$$\rho_{\text{sat}} = 1923 \text{ Kg/m}^3$$

Problema 2.

Tras un ensayo de laboratorio realizado sobre una muestra no perturbada de suelo de 1,74 Kg y con un volumen de 1 L, se obtuvo un valor de G_s de 2,6 y una densidad seca, ρ_d de 1500 Kg/m³.
Calcula:

Humedad, w

Índice de poros y porosidad

Densidad saturada ρ_{sat}

Grado de saturación, S_R

SOLUCIÓN:

Con los datos iniciales se puede conocer la masa de sólido y, por diferencia respecto a la total, la de agua. Así se obtiene la humedad, w .

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_T}$$

$$w = \frac{\text{Masa de agua } (M_w)}{\text{Masa de sólido } (M_s)} \times 100$$

w : **16%**

Para el resto de parámetros se necesita conocer los distintos volúmenes. El V_s se calcula con:

$$V_s = \frac{M_s}{G_s \rho_w}$$

Y por diferencia se obtiene el volumen de huecos, V_H .

Una vez conocidos, el cálculo del índice de poros y la porosidad es sencillo aplicando:

$$e = \frac{V_v}{V_s}$$

$$n = \frac{V_v}{V_t}$$

Índice de huecos, e : **0,72**

Porosidad, n : **42%**

Con la masa y densidad del agua se determina su volumen, V_w , que permite calcular el grado de saturación

$$S = \frac{\text{Volumen total de huecos conteniendo agua } (V_w)}{\text{Volumen total de huecos } (V_v)} \times 100$$

Grado de saturación, S_R : **57%**

Para la densidad saturada se asume que todos los huecos están rellenos por agua, así que para conocer la masa de agua necesaria para rellenar todos los huecos se usa la densidad de la misma, $\rho_w = 1000 \text{ Kg/m}^3$. Esta masa de agua no tiene porqué coincidir con la real.

$$\rho_{sat} = \frac{M_s + M_w}{V_T}$$

Densidad saturada, ρ_{sat} : **1920 Kg/m³**

Problema 3.

Para conocer la densidad in situ de un suelo se empleó el siguiente procedimiento (Ensayo de reemplazamiento).

- Se excavan 4,56 Kg de suelo de un agujero con $G_s = 2,68$
- Se rellena dicho agujero con 3,54 Kg de arena suelta y seca

- A) Si se utilizan 6,75 Kg de la misma arena para rellenar un depósito de $0,0042 \text{ m}^3$, ¿cuál es la ρ_T del suelo?
- B) En la determinación de la humedad del suelo se tomaron 24 g de suelo húmedo que, tras secado en estufa a 105°C pesaron 20g. ¿Cuáles son los valores de ω , ρ_d y S_R ?

SOLUCIÓN:

Para calcular la densidad aparente o total del suelo, ρ_T , hay que usar la masa total (4,56 Kg). Conociendo los datos de la arena empleada y el volumen que ocupa, se establece una sencilla regla de tres para conocer el volumen total del suelo. Este V_T es igual a $0,00226 \text{ m}^3$. Aplicando la siguiente expresión se obtiene ρ_T

$$w = \frac{\text{Masa de agua } (M_w)}{\text{Masa de sólido } (M_s)} \times 100$$

$$\rho = \frac{M_T}{V_T} = \frac{M_s + M_w}{V_T}$$

$$\rho_T = \mathbf{2018 \text{ kg/m}^3}$$

De aquí se obtiene la humedad, ya que la diferencia entre la masa total del suelo y la masa seca es la masa de agua.

$$\omega = \mathbf{20\%}$$

Con esta expresión, conocida la densidad total obtenemos la densidad seca

$$\rho_d = \frac{\rho}{1 + w}$$

$$\rho_d = \mathbf{1681 \text{ Kg/m}^3}$$

Para calcular S_R se han de conocer los volúmenes del suelo. El volumen total se obtiene fácilmente ya que se conocen la M_T (24g) y la ρ_T (2,018 g/cm³). $V_T = 11,8 \text{ cm}^3$. El volumen de sólido se obtiene con su valor de G_s , relacionándolo con su masa y la densidad del agua. $V_s = 7,4 \text{ cm}^3$

$$V_s = \frac{M_s}{G_s \rho_w}$$

Para el volumen del agua se usa su masa (4g) y la densidad estándar (1 g/cm³) y obtenemos $V_w = 4 \text{ cm}^3$.

La diferencia entre V_T y V_s es el volumen total de huecos V_v (4,43cm³) y ya se puede aplicar

$$S_R = 90\%$$

$$S = \frac{\text{Volumen total de huecos conteniendo agua } (V_w)}{\text{Volumen total de huecos } (V_v)} \times 100$$

Problema 4.

Una muestra de suelo húmedo que ocupa un volumen de 0,0057 m³ tiene una masa de 10,5 Kg. El contenido en humedad es de 13% y G_s tiene un valor de 2,68. Determina:

Densidad aparente y densidad seca

Índice de poros, porosidad y grado de saturación

SOLUCIÓN:

Con los datos iniciales se pueden calcular las densidades, aplicando:

$$\rho = \frac{M_T}{V_T} = \frac{M_s + M_w}{V_T}$$

$$\rho_d = \frac{\rho}{1 + w}$$

$$\rho_T = 1842 \text{ g/m}^3$$

$$\rho_d = 1630 \text{ Kg/m}^3$$

Para conocer las relaciones volumétricas, se pueden usar los parámetros conocidos en la siguiente expresión para hallar el índice de poros y posteriormente calcular la porosidad

$$e = \frac{G_s \gamma_w}{\gamma_d} - 1$$

Índice de huecos, e : 0,64

$$n = \frac{e}{1 + e}$$

Porosidad, n : 39%

Como tenemos la expresión se puede calcular el grado de saturación

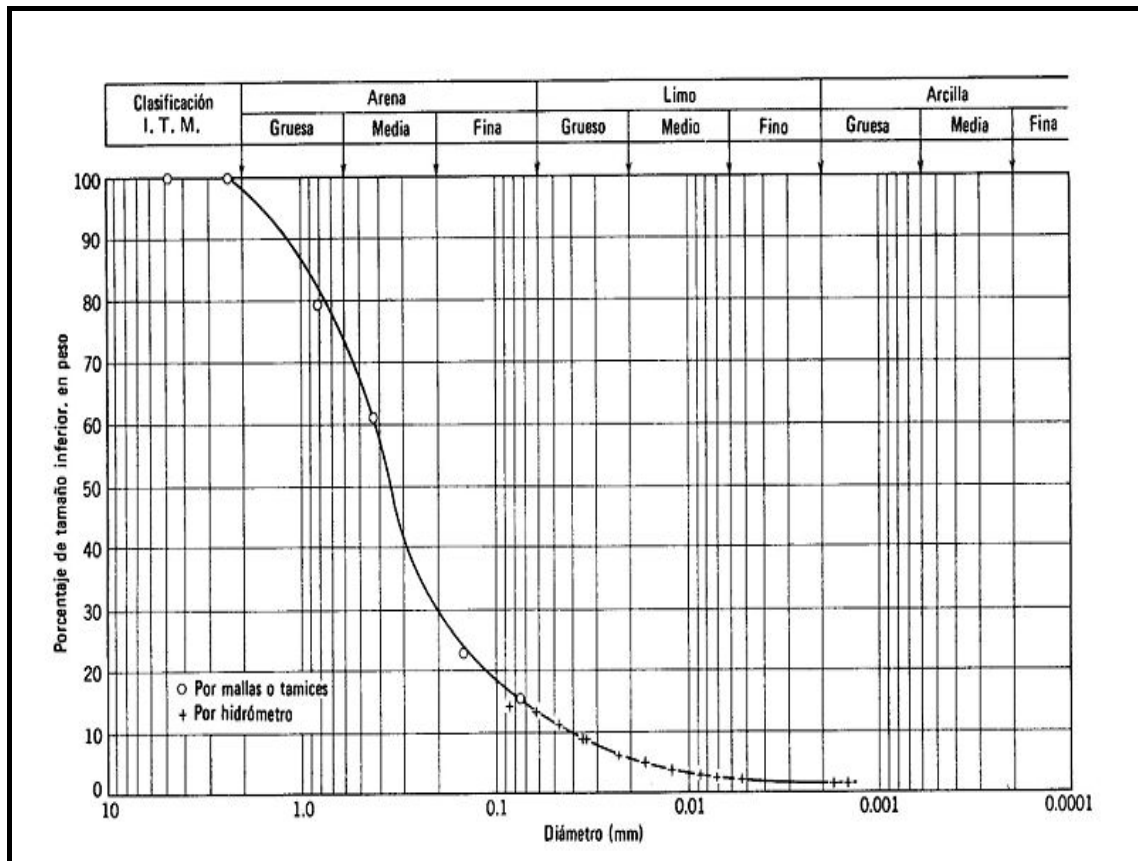
$$S = \frac{V_w}{V_v} = \frac{w G_s}{e}$$

$$S_R = 54,4\%$$

Problema 5.

Al laboratorio llegan 10,5 Kg de un suelo que ocupa 0,0057m³.

- Dada la curva de distribución granulométrica de un suelo determina C_c y C_u a partir de los diámetros eficaces.
- Si la humedad de la muestra es del 13% ¿cuáles son los valores de densidad y densidad seca?



SOLUCIÓN:

- Los diámetros eficaces son $D_{10} = 0,04$; $D_{30} = 0,02$ y $D_{60} = 0,4$. Se determinan sobre la curva granulométrica, leyendo el diámetro en mm correspondiente al porcentaje de partículas que pasan por el tamiz para cada uno de los casos (10, 20 y 60)

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad C_c = \frac{D_{80}^2}{D_{10} \times D_{60}}$$

A partir de estas ecuaciones se obtienen $C_c = 2,5$ y $C_u = 10$

- La densidad (natural o aparente) se calcula con la expresión 1 y se obtiene un valor de **1842,1 Kg/m³**. La densidad seca se extrae de la ecuación 2 : $\rho_d = 1630,1 \text{ Kg/m}^3$

Ecuación 1

$$\rho = \frac{M_T}{V_T} = \frac{M_S + M_W}{V_T}$$

Ecuación 2

$$\rho_d = \frac{\rho}{1 + w}$$

Problemas sin resolver

Problema 6.

Una muestra de suelo tiene una masa de 48,5 Kg y ocupa un volumen de $0,0256 \text{ m}^3$. Tras secarla en una estufa la masa se reduce a 23,7 Kg. Conociendo que la gravedad específica (G_s) del material es 2,15 y la densidad del agua es 1000 Kg/m^3 , determinar:

- Densidad total (ρ)
- Densidad seca (ρ_d)
- Densidad saturada (ρ_{sat})
- Contenido de humedad (w)
- Índice de huecos (e)
- Porosidad (n)
- Grado de saturación (S_r)

Problema 7:

Al laboratorio llega una muestra de suelo con una masa de 26,3 Kg. ocupando 15 L. Tras ser secado en estufa, su masa es de 24,1 Kg. La gravedad específica, G_s , es de 2,1. Considerando que la densidad del agua es 1000 Kg/m^3 , calcula:

- Densidad natural
- Densidad seca
- Densidad saturada
- Volumen de sólidos
- Humedad
- Porosidad
- Índice de huecos
- Grado de saturación

Problema 8:

Una muestra no perturbada de suelo de 3,97 Kg y con un volumen de 1,85 L llega al laboratorio. Tras una caracterización básica, se obtiene un valor de G_s de 2,8 y una densidad seca, ρ_d de 1837 Kg/m^3 . Calcula:

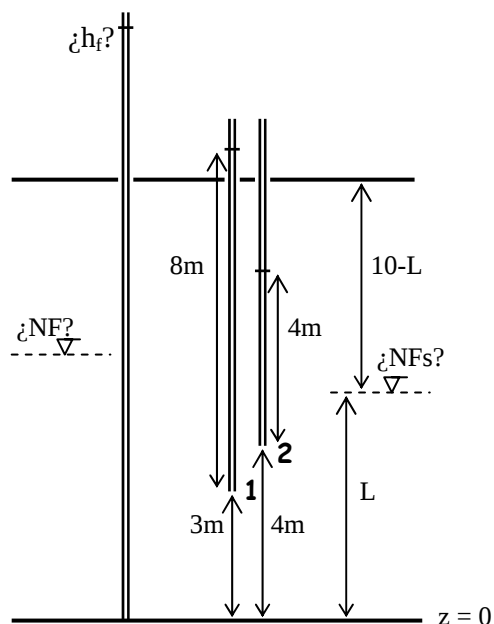
- Humedad
- Índice de poros
- Porosidad
- Densidad saturada
- Grado de saturación, S_R

Apéndice 5. Colección de Problemas de Ingeniería Geológica

Problema 1

Un material acuífero superficial de arena fina de 10 m de espesor está alimentado de agua subterránea por debajo a través de una capa horizontal de grava muy permeable. Dos piezómetros perforados únicamente en su extremidad inferior, a $3\text{ y }4\text{ m}$ sobre la capa de grava, registran en un momento dado presiones de agua equivalentes a $8\text{ y }4\text{ m}$ de columna de agua, respectivamente. Se estima que la cohesión de la arena fina es despreciable, que la densidad de las partículas $\rho_s = 2.7\text{ gr/cm}^3$, y que la porosidad $n = 0.3$ (aceleración de la gravedad $g = 9.81\text{ m/s}^2$).

- Determinar la posición del nivel freático en el momento de las observaciones, suponiendo que la velocidad del agua en la zona saturada del acuífero es la misma y constante.
- ¿Cuál será la presión del agua en la base del acuífero?, es decir, a 10 m de profundidad en el contacto con la capa de grava.
- ¿Se está produciendo sifonamiento en la arena fina en el momento de las observaciones?
- En el supuesto de que la presión de agua en la base del acuífero se mantenga constante a lo largo del tiempo, determinar en qué rango de profundidades del nivel freático se pueden producir fenómenos de sifonamiento en la arena fina.



a) Gradiente hidráulico

El gradiente hidráulico vertical entre los puntos 1 y 2 será:

$$i = (h_1 - h_2)/(z_1 - z_2) = ((3+8)-(4+4))/(3-4) = (11-8)/(-1) = -3$$

Podemos calcular la posición del nivel freático en el momento de las observaciones a partir del gradiente hidráulico.

$$i = -3 = (h_1 - h_{NF})/(z_1 - z_{NF}) = ((3+8)-(0+z_{NF}))/((3-z_{NF})) = (11-z_{NF})/(3-z_{NF})$$
$$-9+3 \cdot z_{NF} = 11 - z_{NF} \quad ; \quad 4 \cdot z_{NF} = 20 \quad ; \quad z_{NF} = 20/4 = 5 \text{ m}$$

La posición del nivel freático en el momento de las observaciones se sitúa a 5 m sobre la base del acuífero.

b) Presión del agua en la base del acuífero

La carga debida a la presión del agua en la base del acuífero equivale a su carga hidráulica.

$$i = -3 = (h_f - h_{NF})/(z_f - z_{NF}) = ((\psi_f + 0) - (0+5))/(0-5) = (\psi_f - 5)/(0-5)$$
$$15 = \psi_f - 5 \quad ; \quad \psi_f = 20 \text{ m}$$

c) Cálculo de sifonamiento

En la base del acuífero, la tensión vertical total en el momento de las observaciones se puede estimar para la posición del nivel freático $z_{NF}=5$:

$$\sigma_v = \gamma_{sat} \cdot z_{NF} + \gamma_{sec} \cdot (10 - z_{NF}) = \gamma_{sat} \cdot 5 + \gamma_{sec} \cdot 5$$

$$\text{Donde: } \gamma_{sat} = ((1-0.3) \cdot \rho_s + 0.3 \cdot \rho) \cdot g = (0.7 \cdot 2700 + 0.3 \cdot 1000) \cdot 9.81 = 21.48 \text{ kN/m}^3$$
$$\gamma_{sec} = (1-0.3) \cdot \rho_s \cdot g = 0.7 \cdot 2700 \cdot 9.81 = 18.54 \text{ kN/m}^3$$

$$\sigma_v = \gamma_{sat} \cdot 5 + \gamma_{sec} \cdot 5 = 21.48 \cdot 5 + 18.54 \cdot 5 = 200.1 \text{ kPa}$$

Puesto que la presión del agua en la base del acuífero es inferior a la tensión vertical total:

$$\mu = \psi_f \cdot \gamma = 20 \cdot 9.81 \text{ kN/m}^3 = 196.2 \text{ kPa}$$

no habrá sifonamiento en el momento de las observaciones.

d) Cuándo se producirá sifonamiento

Se producirá sifonamiento desde el momento en que la tensión efectiva sea igual o inferior a cero. Esta será nula si $\sigma_v = \mu$, es decir cuando:

$$L \cdot \gamma_{sat} + (10-L) \cdot \gamma_{sec} = 196.2 = L \cdot 21.48 + (10-L) \cdot 18.54$$

$$196.2 - 185.4 = (21.48 - 18.54) \cdot L \quad ; \quad L = 10.8/2.94 = 3.67 \text{ m}$$

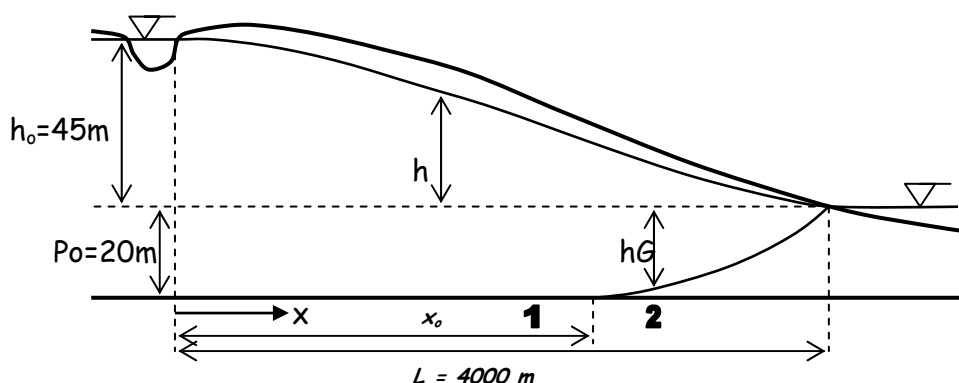
Se producirá sifonamiento si el nivel freático está más bajo de 3.67 m sobre el fondo, es decir, siempre que el gradiente hidráulico sea en valor absoluto mayor de:

$$i = (20 - 3.67)/(-3.67) = -4.45$$

Problema 2

El Río Seco (Almuñécar, Granada) se seca a la cota de 45 metros sobre el nivel del mar a una distancia aproximada de 4 km de la desembocadura de su cauce en el Mar Mediterráneo. El acuífero libre por el que se infiltra el agua del río es una formación aluvial de grava arenosa (conductividad hidráulica = 100 m/día) situada sobre un sustrato impermeable aproximadamente horizontal de cota -20 metros. Estimar el caudal de descarga de agua dulce subterránea hacia el mar si se sabe que se efectúa a lo largo de una playa de 500 metros de longitud (por si se considera necesario, la densidad del agua del mar en el mediterráneo es de 1,033 gr/cm³).

Solución para acuífero costero



El factor de Ghyben-Herzberg $G = \rho/(\rho_s - \rho) = 1/(1.033 - 1) = 30$

Para la parte continental 1:

$$Q = -K(h + Po) \frac{dh}{dx} ; Q \cdot dx = -K(h + Po) \cdot dh ; Q \cdot x = -K \frac{h^2}{2} - K \cdot Po \cdot h + C_1$$

Para $x=0$ y $h=h_o$ $Q \cdot x = -K \frac{h_o^2}{2} - K \cdot Po \cdot h_o + K \frac{h_o^2}{2} + K \cdot Po \cdot h_o$

Para la parte costera 2:

$$Q = -K \cdot h(1 + G) \frac{dh}{dx} ; Q \cdot dx = -K \cdot h(1 + G) \cdot dh ; Q \cdot x = -K(1 + G) \frac{h^2}{2} + C_2$$

Para $x=L$ y $h=0$ $Q \cdot x = -K(1 + G) \frac{h^2}{2} + Q \cdot L$

Iguando las ecuaciones 1 y 2: $K \cdot G \frac{h_o^2}{2} + K \cdot Po(h_o - h) + K \cdot \frac{h_o^2}{2} = Q \cdot L$

Sustituyendo en la ecuación anterior, para $x = x_o$; $h \cdot G = Po$; $h = Po/G$

$$K \cdot G \frac{Po^2}{2G^2} + K \cdot Po \left(h_o - \frac{Po}{G} \right) + K \cdot \frac{h_o^2}{2} = Q \cdot L$$

$$Q = \frac{K}{L} \left[\frac{Po^2}{2G} + Po \left(h_o - \frac{Po}{G} \right) + \frac{h_o^2}{2} \right] = \frac{100}{4000} \left[\frac{20^2}{2 \cdot 30} + 20 \left(45 - \frac{20}{30} \right) + \frac{45^2}{2} \right] = 47.6 \frac{m^3}{m \cdot día}$$

El caudal total de descarga de agua dulce hacia el mar será: $Q_T = Q \cdot 500 = 23800 \text{ m}^3/\text{día}$

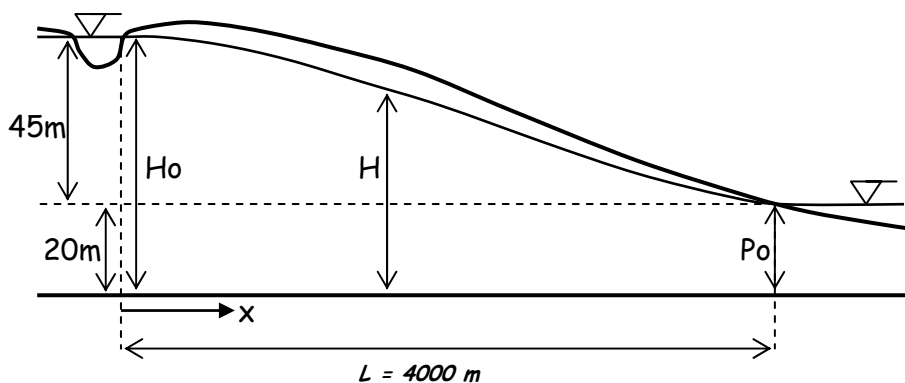
Por otra parte, sustituyendo en la ecuación costera 2, para $x = x_o$; $h \cdot G = Po$; $h = Po/G$

$$Q \cdot x_o = -K(1+G) \frac{Po^2}{2G^2} + Q \cdot L ; \quad x_o = L - \frac{K(1+G)}{Q} \frac{Po^2}{2G^2}$$

Se puede calcular a qué distancia se encuentra el pie de la interfase de agua salada x_o y cuál es el nivel freático correspondiente h^o .

$$x_o = 4000 - \frac{100 \cdot 31}{47.6} \cdot \frac{20^2}{2 \cdot 30^2} = 3985.5m ; \text{ para } h^o = Po/G = 20/30 = 0.666m$$

Solución aproximada para acuífero continental



$$Q = -K \cdot H \frac{dH}{dx} ; \quad Q \cdot dx = -K \cdot H \cdot dh ; \quad Q \cdot x = -K \frac{H^2}{2} + C_1$$

Para $x=0$ y $h=Ho$
$$Q \cdot x = -K \frac{H^2}{2} + K \frac{Ho^2}{2}$$

Para $x=L$ y $H=Po$
$$Q \cdot L = -K \frac{Po^2}{2} + K \frac{Ho^2}{2} ; \quad Q = -\frac{K}{L} \left(\frac{Ho^2 - Po^2}{2} \right)$$

$$Q = -\frac{100}{4000} \left(\frac{65^2 - 20^2}{2} \right) = 47.8 \frac{m^3}{m \cdot día}$$

El caudal total de descarga de agua dulce sería: $Q_T = Q \cdot 500 = 23900 \text{ m}^3/\text{día}$

Problema 3

En una cuenca hidrográfica de características endorreicas existe una laguna pantanosa, o humedal. El espesor del agua superficial en el humedal oscila entre aproximadamente 1.5 m en invierno y 0.5 m en verano. Los sondeos realizados revelan que el fondo de la laguna está compuesto por un fango arenoso hasta una profundidad de 5 m, donde se intercepta un sustrato horizontal de calizas fracturadas de elevada permeabilidad. El sustrato de calizas parece alimentar de manera artesiana aguas superficiales del humedal, las cuales están en equilibrio con la evaporación a la superficie del mismo. El agua de la laguna en invierno se mantiene normalmente clara y limpia, mientras que durante el verano se produce un aumento importante de la turbidez del agua, debido al parecer a fenómenos de sifonamiento.

De la misma manera que se conoce la fluctuación anual del espesor de agua en la laguna, se desea saber: ¿cuál sería la fluctuación anual de la altura piezométrica del sustrato de calizas con respecto al fondo de la laguna?. Sugerir alguna solución práctica para evitar el aumento de turbidez del agua de la laguna durante el periodo estival.

Se conocen ciertas propiedades físicas del fango arenoso del fondo de la laguna: densidad de los sólidos $\rho_s = 2000 \text{ kg/m}^3$; porosidad $n = 0.35$, se estima además que la cohesión de este material es despreciable. (Otros parámetros de interés: densidad del agua $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$, aceleración de la gravedad $g = 9.81 \text{ m/s}^2$).

- Durante el verano, el gradiente hidráulico i^v debe ser igual o mayor que el gradiente crítico i_c .
Si h^v es el nivel piezométrico en verano:

$$i^v = dh/5 = (h^v - 0.5)/5 \geq i_c = (\rho_{sat} - \rho) / \rho$$

$$\rho_{sat} = (1-n) \cdot \rho_s + n \cdot \rho = (1-0.35) \cdot 2 + 0.35 \cdot 1 = 1.65 \text{ gr/cm}^3$$

$$\text{Luego } i^v = (h^v - 0.5)/5 \geq (1.65 - 1)/1 = 0.65 = i_c$$

$$h^v \geq 0.65 \cdot 5 + 0.5 = 3.75 \quad ; \quad h^v \geq 3.75 \text{ m}$$

- Durante el invierno, el gradiente hidráulico i^i debe ser igual o menor que el gradiente crítico i_c .
Si H es el nivel piezométrico en invierno:

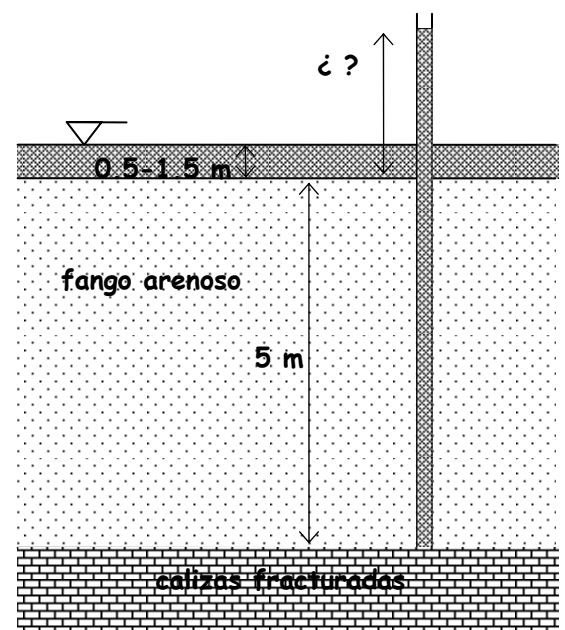
$$i^i = dh/5 = (H - 1.5)/5 \leq i_c = 0.65$$

$$H \leq 0.65 \cdot 5 + 1.5 = 4.75 \text{ m} \quad ; \quad H \leq 4.75 \text{ m}$$

Luego cabe esperar que la fluctuación del nivel piezométrico en las calizas oscile entre un mínimo de 3.75 m (en verano) y un máximo de 4.75 m (en invierno):

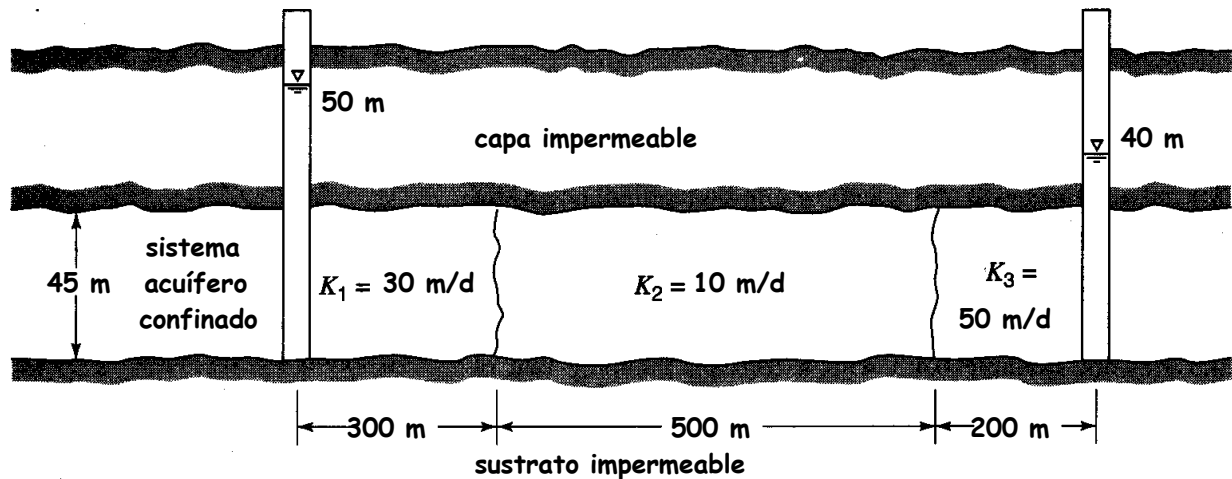
$$3.75 \text{ m} \leq h \leq 4.75 \text{ m}$$

- En verano se puede bombear agua de las calizas, con el fin de satisfacer las demandas, o también eventualmente verter en la superficie del lago. Como resultado se disminuirán los gradientes que provocan el sifonamiento y como consecuencia la turbidez.



Problema 4

En una región, el flujo del agua subterránea se realiza de manera aproximadamente horizontal a través de un sistema de 3 acuíferos confinados de distinta conductividad hidráulica, tal como se muestra en el esquema adjunto. Se conocen los niveles freáticos (50 m y 40 m) en dos pozos distantes 1 km según la dirección del flujo regional. Estimar el caudal por unidad de ancho del acuífero y las pérdidas de carga en cada material acuífero.



- El caudal horizontal a través de los tres acuíferos es idéntico:

$$q = K_e \cdot e \cdot \frac{dh}{dL} = K_1 \cdot e \cdot \frac{dh_1}{dL_1} = K_2 \cdot e \cdot \frac{dh_2}{dL_2} = K_3 \cdot e \cdot \frac{dh_3}{dL_3}$$

Es decir:

$$K_1 \cdot \frac{dh_1}{dL_1} = K_2 \cdot \frac{dh_2}{dL_2} = K_3 \cdot \frac{dh_3}{dL_3} \Rightarrow 30 \cdot \frac{dh_1}{300} = 10 \cdot \frac{dh_2}{500} = 50 \cdot \frac{dh_3}{200}$$

O sea: $10 \cdot dh_1 = 2 \cdot dh_2 = 25 \cdot dh_3$

Igualmente: $dh_1 + dh_2 + dh_3 = 50 - 40 = 10$

Resolviendo se obtiene: $dh_1 = 1.56$; $dh_2 = 7.81$; $dh_3 = 0.63$

- El caudal se puede calcular para cualquiera de las definiciones anteriores.

$$q = K_2 \cdot e \cdot \frac{dh_2}{dL_2} = 10 \frac{m}{d} \cdot 45m \cdot \frac{7.81m}{500m} = 7.03 \frac{m^3}{m \cdot d} \left(\frac{m^2}{d} \right)$$

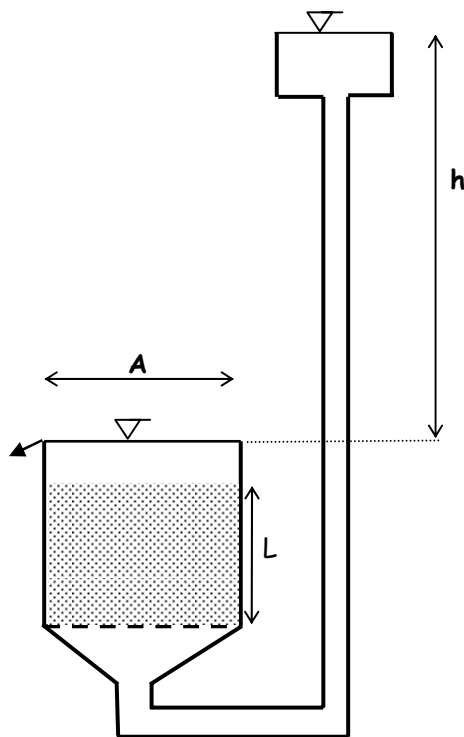
Que representa el caudal por unidad de ancho del acuífero.

Problema 5

En laboratorio, se está ensayando un suelo limoso muy poco permeable mediante un permeámetro cilíndrico abierto en su parte superior. Para lo cual se sitúa el depósito de suministro de agua desoxigenada a una altura constante $h = 1$ m sobre el nivel de desagüe del permeámetro. Durante el ensayo de permeabilidad se recoge un volumen de 10 cm^3 de agua al cabo de 6 horas.

El cilindro que contiene la muestra de suelo tiene una sección A de 50 cm^2 y un espesor L de 20 cm . La porosidad de la muestra es 0.35 y la densidad de los sólidos 2.6 gr/cm^3 .

- 1) Determinar la conductividad hidráulica de la muestra de suelo limoso según se deduce del ensayo realizado.
- 2) Determinar la altura máxima h a la que sería posible ubicar el nivel del depósito de suministro respecto de la muestra, para que durante el ensayo de permeabilidad no se produzcan problemas de sifonamiento. ¿Se produce sifonamiento durante el ensayo de permeabilidad anterior para $h = 1$ m.



1) El caudal se expresa:

$$Q = \frac{V}{t} = K \cdot A \cdot i = K \cdot A \cdot \frac{h}{L}$$

$$K = \frac{V \cdot L}{t \cdot A \cdot h} = \frac{10 \text{ cm}^3 \cdot 20 \text{ cm}}{0.25 \text{ d} \cdot 50 \text{ cm}^2 \cdot 100 \text{ cm}} = 0.0016 \frac{\text{m}}{\text{día}}$$

2) Para un suelo saturado el gradiente crítico i_c ascendente que anula la tensión efectiva es:

$$i_c = (\rho_{\text{sat}} - \rho) / \rho$$

$$\rho_{\text{sat}} = (1 - n) \cdot \rho_s + n \cdot \rho = (1 - 0.35) \cdot 2.6 + 0.35 \cdot 1 = 2.04 \text{ gr/cm}^3$$

$$\text{Luego: } i_c = (\rho_{\text{sat}} - \rho) / \rho = (2.04 - 1) / 1 = 1.04$$

La carga h' necesaria será:

$$i_c = 1.04 = h' / L = h' / 0.2 \text{ m} ; h' = 1.04 \cdot 0.2 = 0.208 \text{ m}$$

que es la carga hidráulica por encima de la cual se produce sifonamiento.

Como $(h = 1 \text{ m}) > (h' = 0.208 \text{ m})$ Sí hay sifonamiento durante el ensayo

Problema 6

En un tanque de sifonamiento relleno de arena suelta de 0.5 m de espesor, existen dos piezómetros abiertos a 0.2 m y 0.3 m del fondo. La arena tiene una retención específica n_r de 0.1, una densidad de sólidos ρ_s de 2.7 gr/cm³ y una conductividad hidráulica K de 0.3 cm/s.

Durante un ensayo en el que en un momento determinado se observa sifonamiento, los dos piezómetros indican cargas debidas a presión de 0.3 m y 0.1 m respectivamente.

- 1) ¿Dónde estará el nivel freático en el momento de las observaciones?
- 2) ¿Cuál será la carga debida a presión en el fondo del tanque?
- 3) ¿Cuál será la porosidad y la densidad saturada de la arena?
- 4) ¿Qué velocidad lleva el nivel freático en el momento de las observaciones?
- 5) Si se mantienen las condiciones en el fondo, ¿cuánto tardará en llegar a la superficie el nivel freático?

1) Situación del nivel freático NF

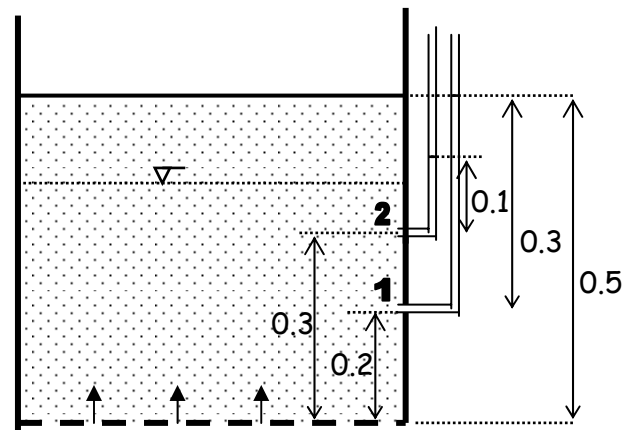
Podemos definir el gradiente hidráulico $i = cte$ en el momento de las observaciones entre los puntos 1 y 2.

$$i = \frac{dh}{dl} = \frac{(h_1 - h_2)}{(z_1 - z_2)}$$

$$i = \frac{(0.2 + 0.3) - (0.3 + 0.1)}{(0.2 - 0.3)} = \frac{0.1}{-0.1} = -1$$

También se puede poner en función de la posición del nivel freático z_{NF}

$$i = \frac{(h_1 - h_{NF})}{(z_1 - z_{NF})} = \frac{(0.2 + 0.3) - (0 + z_{NF})}{(0.2 - z_{NF})} = \frac{0.5 - z_{NF}}{0.2 - z_{NF}} = -1 ; z_{NF} = 0.35m$$



2) Carga de presión en el fondo

El gradiente hidráulico se puede poner en función de la carga hidráulica ($h_f = \psi_f + z_f = \psi_f + 0$) en el fondo.

$$i = \frac{(h_f - h_{NF})}{(z_f - z_{NF})} = \frac{(\psi_f + 0) - (0 + z_{NF})}{(0 - z_{NF})} = \frac{\psi_f - z_{NF}}{-z_{NF}} = \frac{\psi_f - 0.35}{-0.35} = -1 ; \psi_f = 0.7m$$

3) Porosidad n y densidad saturada ρ_s de la arena

Durante las observaciones se produce sifonamiento en el fondo de la arena, luego la tensión efectiva es nula, y la tensión total debe ser igual a la presión en el fondo.

$$\sigma_f = \mu_f ; \rho_{sat} \cdot g \cdot 0.35m + \rho_r \cdot g \cdot 0.15m = \rho \cdot g \cdot 0.7m$$

$$[(1-n)\rho_s + n \cdot \rho] \cdot 0.35 + [(1-n)\rho_s + n_r \cdot \rho] \cdot 0.15 = \rho \cdot 0.7$$

$$[(1-n)2.7 + n] \cdot 0.35 + [(1-n)2.7 + 0.1] \cdot 0.15 = 0.7$$

$$[2.7 - 2.7 \cdot n + n] \cdot 0.35 + [2.7 - 2.7 \cdot n + 0.1] \cdot 0.15 = 0.7$$

Operando, deducimos la porosidad total de la arena: $n = 0.665$

Y la densidad saturada: $\rho_{sat} = (1-n)\rho_s + n \cdot \rho = (1-0.665)2.7 + 0.665 = 1.57 \frac{gr}{cm^3}$

4) Velocidad del nivel freático $\bar{v} = -K \cdot i = -0.3 \frac{cm}{s} \cdot (-1) = 0.3 \frac{cm}{s}$

La velocidad de Darcy es:

Para conocer la velocidad del nivel freático es necesario determinar la porosidad eficaz n_e .

$$n_e = n - n_r = 0.665 - 0.1 = 0.565$$

Luego la velocidad real del nivel freático será: $\bar{V} = \frac{\bar{v}}{n_e} = \frac{0.3}{0.565} = 0.53 \frac{cm}{s}$

5) Tiempo para que llegue el nivel freático a la superficie

La velocidad del nivel freático en cada momento se puede expresar también en función del gradiente hidráulico que existe entre el fondo y el propio nivel freático:

$$\bar{V} = \frac{dZ_{NF}}{dt} = \frac{\bar{v}}{n_e} = -\frac{K}{n_e} \frac{dh}{dz} = -\frac{K}{n_e} \frac{(h_f - h_{NF})}{(z_f - z_{NF})} = -\frac{K}{n_e} \frac{(\psi_f + 0) - (0 + z_{NF})}{(0 - z_{NF})} = \frac{K}{n_e} \frac{(\psi_f - z_{NF})}{z_{NF}}$$

$$\frac{dZ_{NF}}{dt} = \frac{K}{n_e} \frac{(\psi_f - z_{NF})}{z_{NF}} ; \quad \text{Expresión que puede ser integrada respecto a } dZ_{NF} \text{ y } dt$$

$$\int_0^t dt = -\frac{n_e}{K} \int \frac{z_{NF}}{(z_{NF} - \psi_f)} dZ_{NF} = -\frac{n_e}{K} \int_0^{z_{NF}} \left(1 + \frac{\psi_f}{(z_{NF} - \psi_f)} \right) dZ_{NF}$$

$$t = -\frac{n_e}{K} \left(z_{NF} + \psi_f \ln \frac{z_{NF} - \psi_f}{-\psi_f} \right) = -\frac{n_e}{K} \left(z_{NF} + \psi_f \ln \left(1 - \frac{z_{NF}}{\psi_f} \right) \right)$$

El tiempo necesario para que el nivel freático llegue a la superficie se determinará como el tiempo requerido para alcanzar la superficie $t_{0.5}$ (para $Z_{NF}=0.5$) menos el requerido para alcanzar la posición actual en el momento de las observaciones $t_{0.35}$ (para $Z_{NF}=0.35$)

$$t_{0.5} = -(0.565/0.003) \cdot [0.5 + 0.7 \cdot \ln(1-0.5/0.7)] = 71 \text{ s}$$

$$t_{0.35} = -(0.565/0.003) \cdot [0.35 + 0.7 \cdot \ln(1-0.35/0.7)] = 25.5 \text{ s}$$

Luego el nivel freático invertirá un tiempo $t = t_{0.5} - t_{0.35} = 45.5 \text{ s}$ en alcanzar la superficie.

Problema 7

En las inmediaciones de un río hay una ladera con una pendiente del 50% que está compuesta de una arena limosa saturada de agua muy poco cohesiva. Con el fin de determinar la estabilidad de la ladera se instalan en la misma una serie de piezómetros que, alineados perpendicularmente a la orilla, equidistan entre sí horizontalmente 2 metros y alcanzan respectivamente 1 metro de profundidad respecto de la superficie.

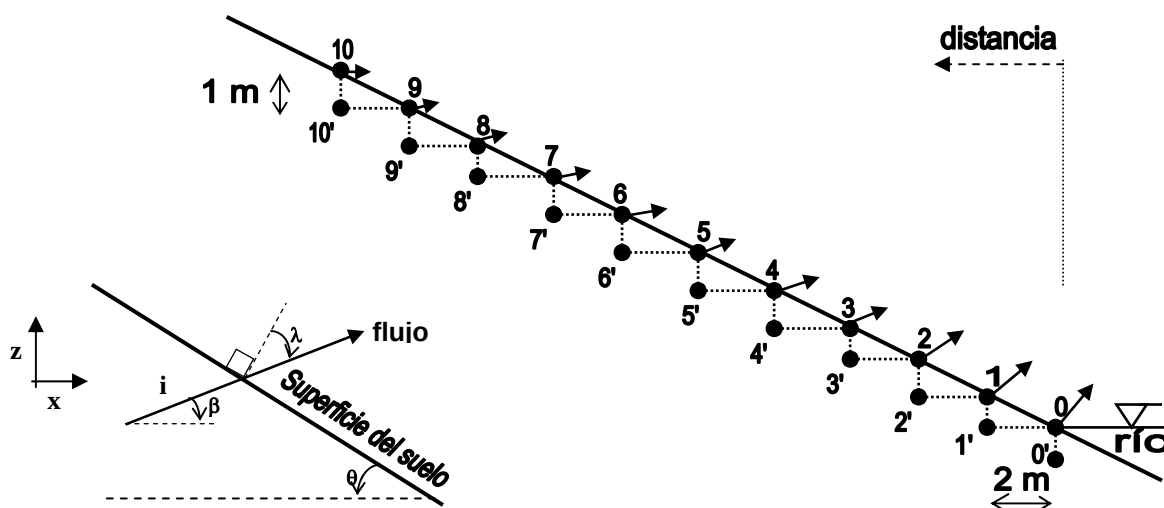
Los análisis de laboratorio permiten determinar los siguientes parámetros de la arena limosa:

Porosidad $n=0.4$; densidad de sólidos $\rho_s=2.7 \text{ gr/cm}^3$; ángulo de rozamiento interno $\phi=60^\circ$.

Durante un periodo de observación con fuertes precipitaciones se registraron en los piezómetros las siguientes cargas debidas a presión:

Piezómetro	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Distancia a la orilla (m)	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20
Carga de presión ψ (m)	3	2	1.7	1.5	1.4	1.3	1.2	1.15	1.1	1.05	1.02

Se desea conocer el sector de la ladera que tiene mayor riesgo de deslizamiento.



El objetivo es conocer si en cada punto de la ladera el gradiente hidráulico i sobrepasa o no el gradiente crítico i_c , lo que produciría las condiciones de sifonamiento y en consecuencia la inestabilidad de la ladera.

Empecemos por determinar el ángulo θ de la pendiente del terreno.

Para una pendiente del 50% : $\theta = \arctg 50/100 = \arctg 0.5 = 26.565^\circ$

El gradiente hidráulico i en cada punto se puede estimar de la siguiente manera:

$$i_h = \frac{dh}{dx} ; i_h^0 = \frac{h_1' - h_0}{2} ; i_h^1 = \frac{h_2' - h_1}{2} ; i_h^2 = \frac{h_3' - h_2}{2} ; \dots$$

$$i_v = \frac{dh}{dz} ; i_v^0 = \frac{h_0' - h_0}{1} ; i_v^1 = \frac{h_1' - h_1}{1} ; i_v^2 = \frac{h_2' - h_2}{1} ; \dots$$

Donde la carga hidráulica $h = \psi + z$.

El gradiente hidráulico i resultante en cada punto se podrá determinar como: $i = \sqrt{i_h^2 + i_v^2}$

Por otra parte, el gradiente hidráulico crítico i_c en cada punto se determinará a partir de la expresión siguiente:

$$i_c = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} (1 - n) \frac{\text{sen}(\phi - \theta)}{\text{sen}(\lambda + \phi)} = \frac{2.7 - 1}{1} 0.6 \frac{\text{sen}(60 - 26.565)}{\text{sen}(\lambda + 60)}$$

Donde para calcular λ podremos usar las expresiones siguientes:

$$\lambda = 90 - \beta - \theta = 90 - \beta - 26.565 \quad ; \text{ siendo en cada punto: } \beta = \arctg \frac{i_v}{i_h}$$

En este sentido, se puede elaborar para cada punto la tabla de datos siguiente:

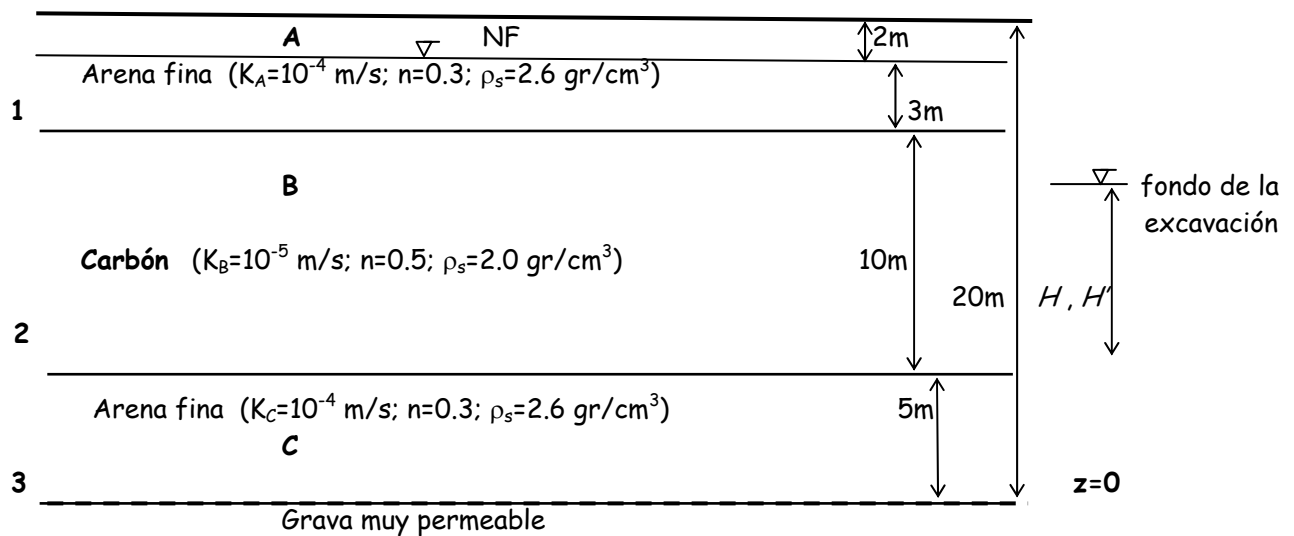
punto	distancia	ψ	z	h	i_h	i_v	λ	i	i_c
0	0	0	0	0	1	2	0	2.24	0.65
0'	0	3	-1	2					
1	2	0	1	1	0.85	1	13.8	1.31	0.59
1'	2	2	0	2					
2	4	0	2	2	0.75	0.7	20.4	1.026	0.57
2'	4	1.7	1	2.7					
3	6	0	3	3	0.7	0.5	27.9	0.86	0.56
3'	6	1.5	2	3.5					
4	8	0	4	4	0.65	0.4	31.8	0.763	0.56
4'	8	1.4	3	4.4					
5	10	0	5	5	0.6	0.3	36.9	0.671	0.57
5'	10	1.3	4	5.3					
6	12	0	6	6	0.575	0.2	44.3	0.61	0.58
6'	12	1.2	5	6.2					
7	14	0	7	7	0.55	0.15	48.2	0.57	0.59
7'	14	1.15	6	7.15					
8	16	0	8	8	0.525	0.1	52.6	0.534	0.61
8'	16	1.1	7	8.1					
9	18	0	9	9	0.51	0.05	57.8	0.512	0.64
9'	18	1.05	8	9.05					
10	20	0	10	10		0.02			
10'	20	1.02	9	10.02					

De la que se puede concluir que desde una distancia horizontal de **0 m** hasta aproximadamente **13 m** de la orilla del río, existen condiciones de inestabilidad en la ladera, puesto que el gradiente hidráulico i es superior al gradiente crítico i_c .

Problema 8

En el antiguo humedal de la laguna de Antela, existe en profundidad una secuencia estratigráfica horizontal **A**, **B** y **C** (contactos geológicos 1, 2 y 3) que entre otros materiales tiene un nivel de carbón **B** que se desea explotar a cielo abierto. Se cree que durante la futura excavación que servirá para explotar el carbón, la altura piezométrica en el material inferior (compuesto de una grava muy permeable) se mantendrá constante y equivalente al nivel freático regional. Se desea saber:

- ¿Hasta que profundidad se podrá explotar el carbón sin que se produzca sifonamiento en la arena fina (no cohesiva) que se encuentra debajo de la capa de carbón?
- ¿Se encontrará el carbón en estado de sifonamiento durante la explotación? En caso afirmativo, ¿a partir de qué profundidad de explotación eso podría ocurrir?



a) Se puede considerar que el fondo de la excavación estará en algún lugar dentro de la capa de carbón **B** en el momento en que la capa **C** sifone. Veamos qué pasa si la base de la capa **C** sifona. En ese caso el punto 3 debe estar en estado de sifonamiento, o sea, con una tensión efectiva nula. Sea H la posición del fondo de la excavación respecto de la base de la capa de carbón.

$$\sigma_3 = \mu_3 \quad ; \quad 5 \cdot \rho_{sat}^C \cdot g + H \cdot \rho_{sat}^B \cdot g = \psi_3 \cdot \rho \cdot g$$

donde: $\rho_{sat}^C = (1-n) \cdot \rho_s^C + n \cdot \rho = (1-0.3) \cdot 2.6 + 0.3 = 2.12$
 $\rho_{sat}^B = (1-n) \cdot \rho_s^B + n \cdot \rho = (1-0.5) \cdot 2 + 0.5 = 1.5$
 $\psi_3 = 18$

Sustituyendo: $5 \cdot 2.12 + H \cdot 1.5 = 18 \quad ; \quad H = 4.9333 \text{ m}$

Luego la profundidad del fondo de la excavación no deberá sobrepasar $(15-4.9333 = 10.0666)$ 10 metros de profundidad. Cuando se explotan aproximadamente $(10-5)$ los primeros 5 m de la capa de carbón, ya se encuentra en estado de sifonamiento la base de la capa **C** de arena fina.

b) Veamos cuándo sifona el punto 2, es decir, el punto que constituye el techo de la capa C (arena fina) y a su vez la base de la capa de carbón B.

Si la tensión efectiva en el punto 2 es nula, habrá sifonamiento, y se cumplirá:

$$\sigma_2 = \mu_2 \quad ; \quad H' \cdot \rho_{sat}^B \cdot g = (h_2' - z_2) \cdot \rho \cdot g \quad ; \quad H' \cdot 1.5 = h_2' - 5 \quad ; \quad \underline{h_2' = 1.5 \cdot H' + 5}$$

donde h_2' es la carga hidráulica del punto 2, y H' es la altura de la excavación sobre el fondo de la capa de carbón, y ello en el momento en que el punto 2 esté en condiciones de sifonar.

Puesto que desde el punto 2 hasta la base de la excavación se encontrará la última capa saturada (en este caso la capa B), la anterior relación también se puede obtener a partir del gradiente crítico: $ic = (\rho_{sat}^B - \rho) / \rho = \Delta h / \Delta l = (h_2' - (5 + H')) / H' = (1.5 - 1) / 1 = 0.5$

Necesitamos sin embargo otra ecuación. Veamos en ese momento la velocidad de Darcy en la capa B y en la capa C.

$$V_C = K_C \cdot (h_3 - h_2') / 5 = 10^{-4} (18 - h_2') / 5$$

$$V_B = K_B \cdot (h_2' - h_F') / H' = 10^{-5} (h_2' - (5 + H')) / H'$$

Sabemos lógicamente que estas velocidades son iguales: $V_C = V_B$

En donde operando: $\underline{37 \cdot H' - 2 \cdot h_2' \cdot H' = h_2' - 5}$

Despejando en las dos últimas expresiones podemos encontrar, ambas incógnitas H' y h_2'

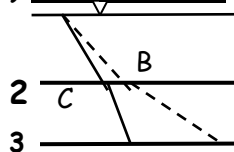
$$\underline{H' = 8.5 \text{ m} \quad ; \quad h_2' = 17.75 \text{ m}}$$

En conclusión podemos decir que, primero sifona toda la capa B de carbón, desde el punto 2 hasta el fondo de la excavación (situado **8.5 m** más arriba) así como también el techo de la capa C. Después, cuando la base de la excavación esté **5 m** más arriba de la base de la capa de carbón ($H=5 \text{ m}$), comenzará a sifonar también la base de la capa C (punto 3).

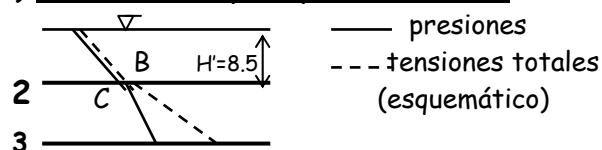
Es decir, cuando se hayan explotado $(10 - H' = 10 - 8.5) \text{ } 1.5 \text{ m}$ de carbón (a $5 + 1.5 = 6.5 \text{ m}$ de profundidad) empezará a sifonar la capa de carbón (que, si es suficientemente cohesiva, no causará demasiados problemas). Sin embargo en ese mismo momento también comenzará a sifonar el techo de la capa C de arena fina, no cohesiva, que igualmente podrá ser la causa de problemas de estabilidad en el fondo de la excavación.

Cuando se hayan explotado $(10 - H = 5) \text{ } 5 \text{ m}$ de carbón ($5 + 5 = 10 \text{ m}$ de profundidad) ya estará comenzando a sifonar también la base de la capa C. En ese momento, pues, toda la capa de arena fina, no cohesiva, estará ya en condiciones de inestabilidad.

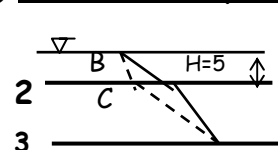
0) No sifona nada



1) Sifona 2 (la capa B y el techo de C)



2) Sifona 3 (las capas B y C)



Problema 9

Durante un ensayo de bombeo en un pozo (de radio, $r = 0.2 \text{ m}$), que ha sido perforado en un acuífero libre aluvial a través de un espesor saturado en reposo de 50 m , se bombea un caudal constante de 10 l/s . Cuando se alcanza el equilibrio, se registra en el pozo un descenso en el nivel freático de 5 m . Se estima que el radio de influencia es de 1000 veces el radio del pozo.

- 1) Determinar la conductividad hidráulica del acuífero aluvial, a partir de la formulación apropiada,
- $$\left(\text{Formulación: } k = \frac{Q \cdot \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{2 \cdot \pi \cdot m \cdot (s_1 - s_2)} ; k = \frac{Q \cdot \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{\pi \cdot (h_2^2 - h_1^2)} \right)$$

- 2) Razonar la precisión de la conductividad hidráulica obtenida.

- 1) Se utilizará la formulación para acuífero libre.

$$k = \frac{Q \cdot \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{\pi \cdot (h_2^2 - h_1^2)} = \frac{Q \cdot \ln\left(\frac{R}{r}\right)}{\pi \cdot (H^2 - h^2)} = \frac{0.01 \cdot \ln\left(\frac{200}{0.2}\right)}{\pi \cdot (50^2 - 45^2)} = 4.63 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

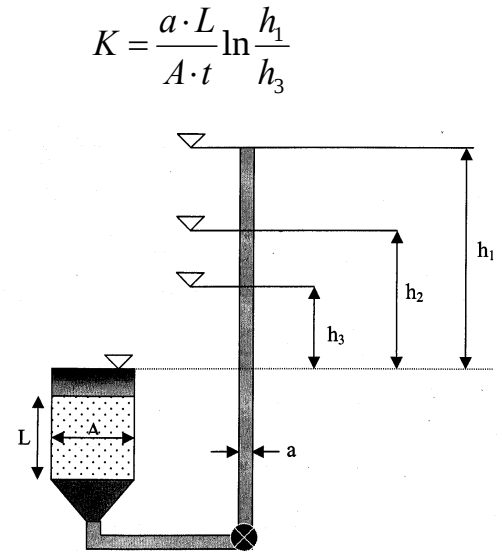
Donde:	Radio de influencia	$R = 1000 \cdot 0.2 \text{ m} = 200 \text{ m}$
	Espesor saturado	$H = 50 \text{ m}$
	Descenso en el pozo	$s = H - h = 50 - h = 5 \text{ m}$
	Altura en el pozo	$h = 50 - 5 = 45 \text{ m}$

- 2) Sería fuertemente aconsejable medir el descenso de los niveles freáticos en 1 o 2 piezómetros situados a una determinada distancia del pozo de bombeo, puesto que los descensos medidos en el propio pozo de bombeo no son precisos, debido a que en el mismo se producen pérdidas de carga adicionales que pueden ser importantes.

Problema 10

En laboratorio, se está ensayando un suelo limoso muy poco permeable mediante un permeámetro cilíndrico de carga variable abierto en su parte superior. Para lo cual se utiliza un tubo capilar, cuya sección a es de 0.04 cm^2 . Durante el ensayo de permeabilidad que dura 12 segundos, el nivel del agua en el tubo capilar desciende 1 metro, es decir, desde $h_1 = 1.1 \text{ m}$. hasta $h_3 = 0.1 \text{ m}$. de altura sobre el nivel de desagüe del permeámetro. El cilindro que contiene la muestra de suelo tiene una sección A de 50 cm^2 y un espesor L de 20 cm . La porosidad de la muestra es 0.13 y la densidad de los sólidos 2.9 gr/cm^3 .

- 1) Determinar la conductividad hidráulica de la muestra de suelo limoso según se deduce del ensayo realizado.
- 2) Determinar la altura máxima h a la que sería posible llenar inicialmente el tubo capilar, respecto del nivel de desagüe de la muestra, para que durante el ensayo de permeabilidad no se produzcan problemas de sifonamiento. ¿Se produce sifonamiento durante el ensayo de permeabilidad anterior que comienza para $h_1 = 1.1 \text{ m}$?
- 3) Determinar la altura h_2 que durante el ensayo debe alcanzar el nivel del agua en el tubo capilar, para que el tiempo empleado en el descenso, desde h_1 hasta h_2 , sea idéntico al empleado desde h_2 hasta h_3 , y lógicamente equivalente a 6 segundos, es decir, a la mitad del tiempo empleado en el ensayo.



$$K = \frac{a \cdot L}{A \cdot t} \ln \frac{h_1}{h_3}$$

$$1) \quad K = \frac{a \cdot L}{A \cdot t} \ln \frac{h_1}{h_3} = \frac{0.04 \cdot 20}{50 \cdot 12} \ln \frac{110}{10} = 0.003197 \text{ cm/s}$$

2) El gradiente crítico indica que Sí habrá sifonamiento para $h_1 = 1.1 \text{ m}$

$$\rho_{sat} = (1-n) \cdot \rho_s + n \cdot \rho = (1-0.13) \cdot 2.9 + 0.13 \cdot 1 = 2.653 \text{ gr/cm}^3$$

$$i_c = (\rho_{sat} - \rho) / \rho = (2.653 - 1) / 1 = 1.653 = h/L = h/0.2 ; h = 1.653 \cdot 0.2 = 0.3306 < 1.1$$

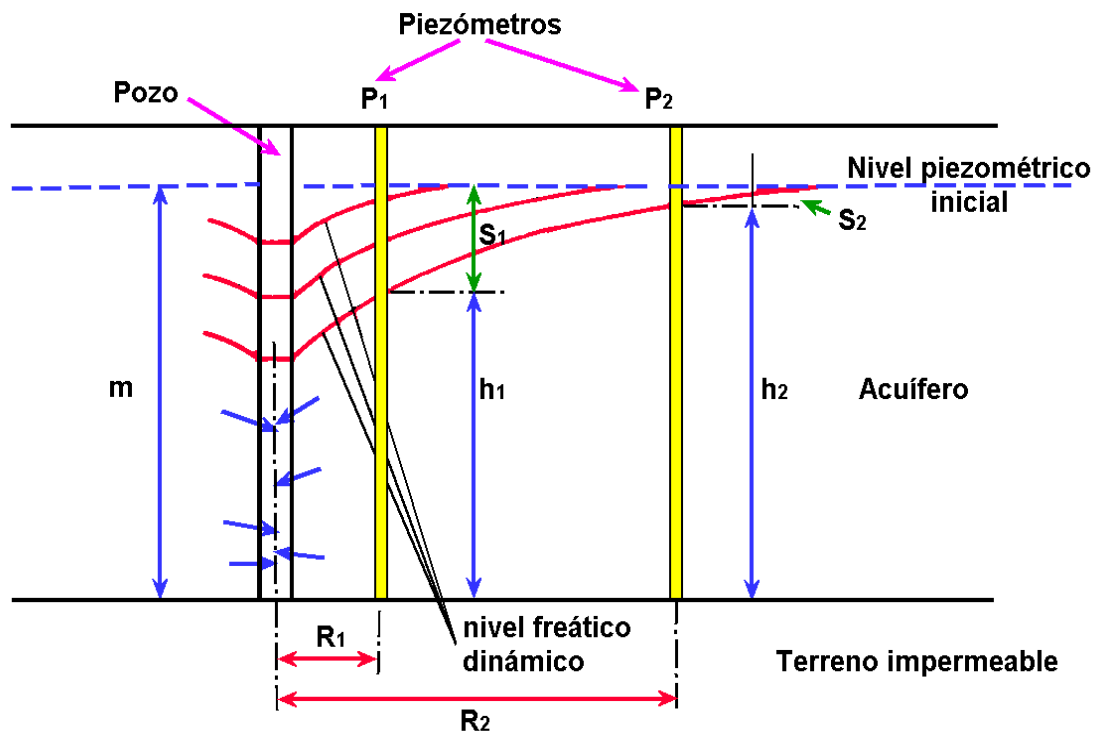
$$3) \quad K = \frac{a \cdot L}{A \cdot t} \ln \frac{h_1}{h_3} ; K = \frac{a \cdot L}{A \cdot t/2} \ln \frac{h_1}{h_2} ; \frac{t}{t/2} = \frac{\ln h_1/h_3}{\ln h_1/h_2} ; 2 \ln h_1/h_2 = \ln h_1/h_3 ; \ln \left(\frac{h_1}{h_2} \right)^2 = \ln h_1/h_3$$

$$h_2 = \sqrt{h_1 h_3} = \sqrt{1.1 \cdot 0.1} = 0.3316 \text{ m}$$

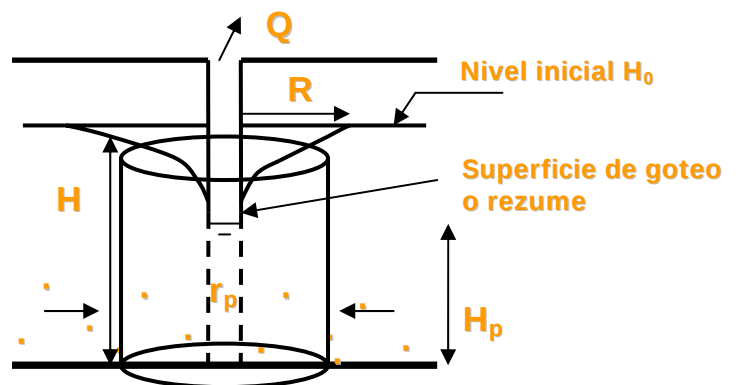
$$\text{O bien: } K = \frac{a \cdot L}{A \cdot t/2} \ln \frac{h_1}{h_2} ; 0.003197 = \frac{0.04 \cdot 20}{50 \cdot 6} \ln \frac{110}{h_2} ; \ln h_2 = \ln 110 - 1.2 ; h_2 = 33.16 \text{ cm}$$

Problema 11

Deducir a partir de la ley de Darcy la ecuación que permite determinar al equilibrio la conductividad hidráulica de un acuífero libre sometido a un bombeo constante desde un pozo totalmente penetrante. Realizar el esquema apropiado que justifique el planteamiento y la solución del problema



En $r = R \Rightarrow H = H_0$



$$Q = K \cdot A \cdot \frac{dh}{dr} = K \cdot (2\pi r h) \cdot \frac{dh}{dr} \quad \Rightarrow \quad \int_H^{H_0} 2h \, dh = \frac{Q}{K\pi} \int_r^R \frac{dr}{r}$$

$$\downarrow$$

$$H_0^2 - H^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{R}{r} \quad \Rightarrow \quad H_2^2 - H_1^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

Problema 12

En una laguna, el espesor de las aguas superficiales es aproximadamente de 1.5 m. El fondo de la laguna está compuesto de arcillas orgánicas hasta una profundidad de 15 m, donde hay un sustrato horizontal de calizas fracturadas de elevada permeabilidad. En el sustrato de calizas el agua se encuentra en condiciones artesianas, con una altura piezométrica de 6 m por encima del fondo de la laguna.

Se desea saber **a)** si es posible secar la laguna sin que se produzca sifonamiento en el fondo de la misma, y en su caso, **b)** hasta que profundidad las labores de drenaje podrán descender el nivel freático por debajo del fondo sin que se produzca sifonamiento en las arcillas orgánicas. Se estimará que la cohesión de las arcillas orgánicas es despreciable.

Se conocen algunas propiedades físicas de las arcillas orgánicas del fondo de la laguna: densidad de los sólidos $\rho_s = 1833 \text{ kg/m}^3$; porosidad $n = 0.4$. (Otros parámetros que pueden ser de interés: densidad del agua $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$, aceleración de la gravedad $g = 9.81 \text{ m/s}^2$).

Solución

a) Densidad saturada de la arcilla orgánica:

$$\rho_{\text{sat}} = (1-n) \cdot \rho_s + n \cdot \rho$$

$$\rho_{\text{sat}} = (1-0.4) \cdot 1.833 + 0.4 \cdot 1 = 1.5 \text{ gr/cm}^3 \quad \text{B}$$

El gradiente para cuando seque la laguna será:

$$i = \frac{dh}{dl} = \frac{h_A - h_B}{z_A - z_B} = \frac{21 - 15}{15} = 0.4$$

El gradiente crítico que produce sifonamiento en condiciones saturadas será:

$$i_c = \frac{\rho_{\text{sat}} - \rho}{\rho} = \frac{1.5 - 1}{1} = 0.5$$

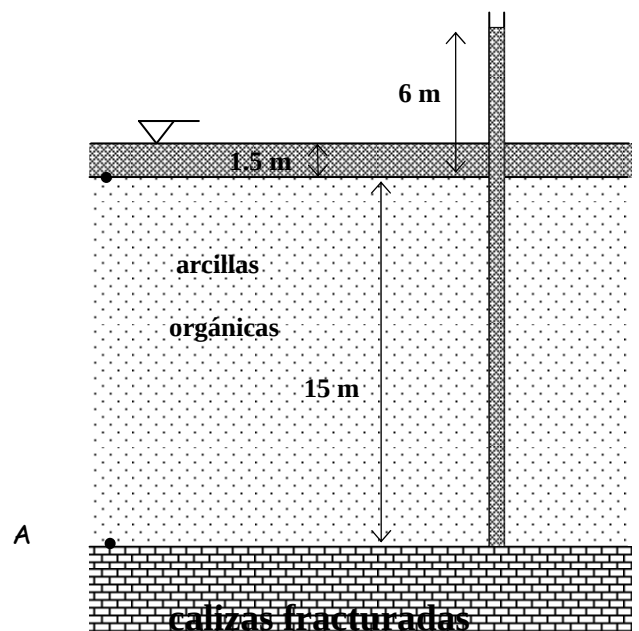
Luego puesto que $i < i_c$, no se producirá sifonamiento cuando seque la laguna.

b) Si el nivel freático está por debajo del fondo, se producirá sifonamiento cuando $\sigma_A = \mu_A$

Densidad seca de la arcilla orgánica: $\rho_{\text{sec}} = (1-n) \cdot \rho_s = (1-0.4) \cdot 1.833 = 1.1 \text{ gr/cm}^3$

$$\sigma_A = \mu_A \quad ; \quad (\rho_{\text{sat}} (15-H) + \rho_{\text{sec}} H) g = 21 g \quad ; \quad 1.5 (15-H) + 1.1 H = 21 \quad ; \quad H = 3.75 \text{ m}$$

Donde H es la profundidad del nivel freático a la que el punto A empezaría a sifonar.



Problema 13

Una plantación de cítricos en la huerta levantina está situada sobre una formación arcillosa de 20 m de espesor que se alimenta verticalmente de un acuífero subyacente de grava arenosa que tiene un nivel piezométrico artesiano aproximadamente constante de 10 m sobre el nivel del suelo.

Se sabe que la arcilla tiene una franja capilar en reposo de unos 4 m de espesor pero que el nivel freático es variable y función de la época del año, puesto que la transpiración del cultivo de cítricos es variable y ejerce un flujo de agua ascendente a través de la arcilla, y ello desde la grava arenosa hasta la superficie del suelo. La tasa de transpiración varía desde un mínimo de 50 mm/mes durante el periodo de reposo (invierno) hasta un máximo de 130 mm/mes durante el periodo de fructificación (verano).

Suponiendo que el nivel freático de la arcilla se encuentra en equilibrio con el flujo de agua ascendente que ejerce la transpiración y que procede de la grava arenosa, se desea conocer:

- la profundidad del nivel freático al equilibrio durante el periodo de reposo, invierno;
- la profundidad del nivel freático al equilibrio durante el periodo de fructificación, verano;
- ¿se podría producir sifonamiento en la arcilla durante alguno de estos periodos?

Parámetros de la arcilla (densidad de sólidos $\rho_s = 2.3 \text{ gr/cm}^3$; conductividad hidráulica $K = 10^{-8} \text{ m/s}$; porosidad $n = 0.5$; retención específica $n_r = 0.2$)

Solución

Si utilizamos unas unidades más convenientes para la tasa de transpiración:

Invierno: $50 \text{ mm/mes} = 1.93 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$

Verano: $130 \text{ mm/mes} = 5 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$

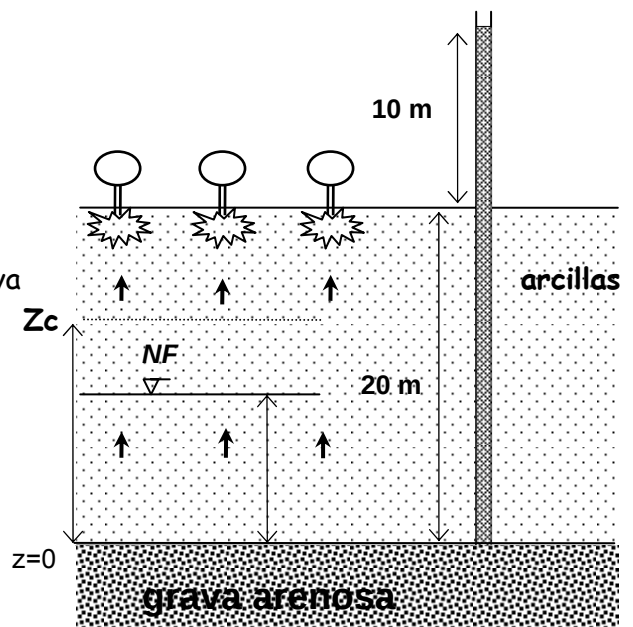
podremos calcular donde se encuentra el nivel freático **NF**, al equilibrio respecto del fondo de grava arenosa, a partir del flujo ascendente generado:

Invierno: $q_i = K \cdot i_i$; $1.93 \cdot 10^{-8} = 10^{-8} \cdot (30 - NF_i) / (NF_i)$

Verano: $q_v = K \cdot i_v$; $5 \cdot 10^{-8} = 10^{-8} \cdot (30 - NF_v) / (NF_v)$

Lo que permite estimar el nivel freático en cada periodo:

$$NF_i = 10.24 \text{ m} \quad ; \quad NF_v = 5 \text{ m}$$



Determinemos donde se encuentra el nivel saturado dado por la altura capilar Z_c en cada uno de estos periodos en que el flujo es ascendente. Comencemos por establecer que los gradientes hidráulicos calculados por debajo del nivel freático tienen que ser los mismos que en la franjas capilares correspondientes:

Invierno:

$$i_i = (30 - NF_i) / (NF_i) = (30 - 10.24) / (10.24) = 1.93 = (NF_i - (-4 + Zc_i)) / (Zc_i - NF_i) = (10.24 - (-4 + Zc_i)) / (Zc_i - 10.24)$$

donde la posición del nivel saturado superior de la franja capilar: $Zc_i = 11.6 \text{ m}$

Verano:

$$i_v = (30 - NF_v) / (NF_v) = (30 - 5) / 5 = 5 = (NF_v - (-4 + Zc_v)) / (Zc_v - NF_v) = (5 - (-4 + Zc_v)) / (Zc_v - 5)$$

donde la posición del nivel saturado superior de la franja capilar $Zc_v = 5.7 \text{ m}$

Luego el sifonamiento será posible cuando la tensión efectiva se anule, es decir, en verano:

$$\sigma = \mu ; \rho_{sat} \cdot Zc + \rho_{ap} \cdot (20 - Zc) = 30 ; 1.65 \cdot Zc + 1.35 \cdot (20 - Zc) = 30 ; Zc = 10 ; \underline{Zc_v < Zc}$$

$$\text{donde: } \rho_{sat} = (1 - n)\rho_s + n \cdot \rho = (1 - 0.5)2.3 + 0.5 \cdot 1 = 1.65 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_{ap} = (1 - n)\rho_s + n_r \cdot \rho = (1 - 0.5)2.3 + 0.2 \cdot 1 = 1.35 \text{ gr/cm}^3$$

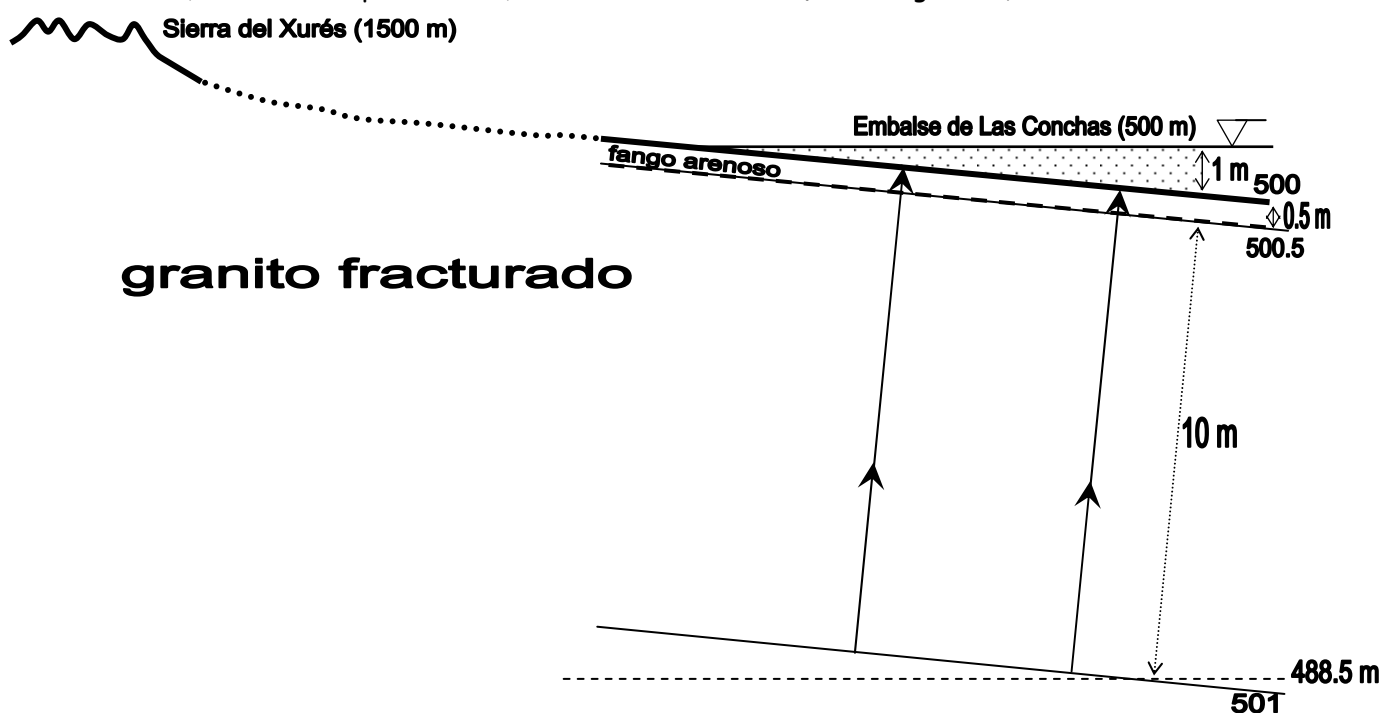
Problema 14

En las orillas del embalse de Las Conchas (Concello de Lobios, Orense) existen surgencias continuas de aguas termales bajo la superficie del agua del embalse situada a 500 m de altitud. La abundante turbidez del agua a proximidad de un amplio sector próximo a una de las orillas hace pensar que el fondo del embalse en ese sector (constituido por un fango arenoso no cohesivo de 0.5 m de espesor) está sufriendo sifonamiento, y ello al menos desde la orilla hasta que se alcanza un calado en el embalse de 1 m aproximadamente.

Bajo la capa de fango arenoso del fondo del embalse se encuentra un granito muy fracturado, el cual deberá lógicamente suministrar de manera aproximadamente vertical el agua subterránea caliente. Se estima en general que estos manantiales de aguas termales tienen un origen geotérmico, es decir, que dada la temperatura del agua y el gradiente geotérmico regional, los afloramientos de agua termal deberán ascender en este caso desde una profundidad de unos 1000 m bajo la superficie del embalse, donde han debido calentarse geotérmicamente. Sin embargo, estas aguas han tenido que bajar hasta esa profundidad por fracturas y fallas preferenciales desde su origen en el agua de lluvia que recarga los mismos granitos fracturados de la Sierra del Xurés, la cual se encuentran a cierta proximidad del embalse pero no obstante a unos 1500 m de altitud. Esta altura nos daría pues una idea de la carga hidráulica a la que está sometida esa agua en su origen, para finalizar en el embalse de Las Conchas a tan sólo 500 m de altitud, después de pasar a través de todo el macizo de granito fracturado.

- Determinar, para la condición límite de sifonamiento del afloramiento de agua termal en el embalse (1 m de calado), la pérdida de carga existente en el espesor de fango arenoso del fondo.
- Suponiendo que el agua termal asciende más o menos vertical desde una profundidad de 1000 m, ¿cuál es la pérdida de carga que cabe esperar en ese espesor de granito fracturado.
- Con los datos anteriores, dibujar en el esquema adjunto la red de flujo en el fango arenoso y en la parte superior del granito fracturado (indicar el valor de las equipotenciales conservando la escala).
- Suponiendo que el gradiente hidráulico es constante en el granito fracturado durante todo el recorrido de la línea de flujo que es condición límite de sifonamiento en el fondo del embalse (lo que deberá posiblemente ocurrir desde la altitud de la Sierra del Xurés a 1500 m, hasta el embalse de Las Conchas a 500 m, pasando por una profundidad de 1000 m bajo el embalse), ¿cuál sería la longitud aproximada de la línea de flujo responsable de la condición límite de sifonamiento en el fondo del embalse? ¿Podría justificar esta longitud el origen del agua termal?

Propiedades: Granito fracturado (conductividad hidráulica $K_g = 1 \cdot 10^{-3}$ m/s); Fango arenoso (conductividad hidráulica $K_f = 5 \cdot 10^{-5}$ m/s, porosidad $n_f = 0.2$; densidad sólidos $\rho_f = 2.25$ gr/cm³)



Solución

- a) La condición límite de sifonamiento en el fango arenoso del fondo del embalse se dará cuando se alcance el gradiente crítico.

$$\rho_{sat} = (1-n) \cdot \rho_f + n_f \cdot \rho$$

$$\rho_{sat} = (1-0.2) \cdot 2.25 + 0.2 \cdot 1 = 2 \text{ gr/cm}^3$$

El gradiente crítico en el fango arenoso del fondo del embalse a 1 m de calado será:

$$i_c = \frac{\rho_{sat} - \rho}{\rho} = \frac{2-1}{1} = 1 = \frac{dh_f}{dl_f} = \frac{dh_f}{0.5}$$

La pérdida de carga en el espesor de 0.5 m del fango arenoso del fondo del embalse será pues de $dh_f = 0.5 \text{ m}$

- b) Si consideramos la línea de flujo con condición de sifonamiento en el fondo del embalse, la cual asciende verticalmente a través de unos 1000 m de granito fracturado, la velocidad de Darcy a lo largo de la misma será constante e idéntica en ambos materiales (el fango arenoso y el granito fracturado), aunque las pérdidas de carga serán muy diferentes.

$$q = K_f \cdot i_f = K_g \cdot i_g ; 5 \cdot 10^{-5} \cdot 1 = 1 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{dh_g}{1000} ; dh_g = 50 \text{ m}$$

Lo que será la pérdida de carga en los 1000 m de granito fracturado.

- c) A partir de las pérdidas de carga estimadas en los 0.5 m de fango arenoso y en los aproximadamente 1000 m de granito fracturado, la red de flujo se puede trazar a escala en ambos materiales en las proximidades del fondo del embalse. Para ello se han trazado las equipotenciales correspondientes a 500 m (fondo del embalse a altitud de 499 m), a 500.5 m (contacto entre fango arenoso y granito fracturado a 498.5 m de altitud) y 501 m (10 m más en profundidad a 488.5 m de altitud). Estas evaluaciones son aproximadas en la vertical bajo el afloramiento de la línea de flujo con condición límite de sifonamiento en el fondo del embalse.

- d) Para calcular la longitud posible de la línea de flujo en todo el macizo de granitos fracturados, podemos utilizar una expresión similar a la anterior pero para una pérdida de carga total de 1000 m en todo el granito fracturado (1500 - 500 = 1000 m)

$$q = K_f \cdot i_f = K_g \cdot i_g ; 5 \cdot 10^{-5} \cdot 1 = 1 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{1000}{dl_g} ; dl_g = 20000 \text{ m}$$

Lo que permite deducir que la línea de flujo podría llegar a tener hasta 20 km de longitud.

Esto lógicamente sería suficiente para justificar una procedencia de las aguas termales desde la propia altitud de la Sierra del Xurés que se encuentra a proximidad, sin que ello tampoco impida que esas aguas en su recorrido alcancen 1000 m de profundidad bajo el embalse de Las Conchas donde probablemente se calienten debido al propio gradiente geotérmico regional.