



FACULTAD DE INGENIERÍA UNAM
DIVISIÓN DE EDUCACIÓN CONTINUA

CURSOS 2007

DEC



CENTRO DE INVESTIGACIÓN Y
DESARROLLO DE EDUCACIÓN EN LÍNEA
(CIDEL)

CURSO
GEOLOGIA

CV-142

DEL 9 AL 13 DE ABRIL DEL 2007

Instructores:

Ing. Sergio R. Herrera Castañeda.

Ing. Javier Rendón Huerta.

Ing. Gilberto Silva Romo

COMISIÓN FEDERAL DE ELECTRICIDAD

TEMARIO

CURSO DE GEOLOGIA

9 al 13 de Abril, 2007

Coord. Ing. Sergio R. Herrera Castañeda

Profesores: Javier Rendón H. (JRH)

Gilberto Silva R. (GSR)

Sergio Herrera C. (SHC)

Lunes 9 de Abril (Prof. SHC)

INTRODUCCIÓN

ORIGEN Y CLASIFICACIÓN DE SUELOS Y ROCAS

Principales minerales formadores de rocas y suelos

Clasificación de las rocas

Clasificación geológica de los suelos

Problemas en ingeniería

MÉTODOS DE EXPLORACIÓN GEOLÓGICA

Clasificación de los métodos de exploración

Exploración en roca

Exploración en suelo

Información geotécnica más importante obtenida de las exploraciones

ETAPAS DE ESTUDIO

Martes 10 de Abril

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL (Prof. GSR)

PROPIEDADES DE LAS DISCONTINUIDADES GEOLÓGICAS (Prof. SHC)

GEOHIDROLOGÍA PARA OBRAS DE INGENIERÍA CIVIL (Prof. SHC)

Miércoles 11 de Abril

PRÁCTICA DE CAMPO (recorrido por la Autopista del Sol)

(Prof. SHC)

Salida: Edif. CFE Río Mississippi: 8 am

Regreso mismo día aprox. 7pm

Jueves 12 de Abril

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS (Prof. JRH)

Clasificación SUCS

Propiedades mecánicas e hidráulicas de los suelos

Estabilidad de taludes

Cimentaciones

Viernes 13 de Abril

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE ROCAS (Prof. SHC)

Propiedades mecánicas e hidráulicas de las rocas

Estabilidad de taludes

Cimentaciones

Examen de evaluación (Prof. SHC)

CURSO DE GEOLOGÍA

ORIGEN Y CLASIFICACIÓN DE SUELOS Y ROCAS

CAPITULO 1

ROCAS Y MINERALES

Una construcción de ingeniería consta de *superestructura* y *subestructura*. La última transmite el peso de la estructura y de las cargas superimpuestas al basamento o parte infrayacente de la corteza terráquea. En este caso resulta más exacta su designación como *material de basamento*. También se emplea el término «cimiento» para la subestructura o parte más baja de la misma. Se aplica el vocablo «fundación» para aquellas partes de la subestructura que están en contacto directo con el material del basamento subyacente. Para proyectar y construir la superestructura es necesario tener conocimiento de las propiedades de los materiales que se han de emplear. Correspondientemente, para cualificar los materiales de basamento al objeto de un proyecto de superestructura es necesario conocer las propiedades de las rocas y suelos que lo constituyen. Conocimiento que tiene importancia especial para el geólogo ingenieril, pero también es de la incumbencia y responsabilidad del ingeniero la comprensión del comportamiento de las rocas y suelos que constituyen los materiales de basamento. El conocimiento de las propiedades de rocas y suelos es asimismo de gran valor cuando la totalidad de la estructura ingenieril ha de construirse predominantemente con materiales naturales, como ocurre con las presas de tierra.

Los geólogos suelen aplicar el término «roca» a todos los elementos constitutivos de la corteza terrestre. Sin embargo, en este libro seguiremos la costumbre, corriente en ingeniería, de subdividir estos constituyentes en *rocas* y *suelos*. Para el ingeniero, y para el geólogo ingenieril (o geotécnico), son rocas los materiales naturales duros y compactos de la corteza terrestre, y suelos los materiales de ellos derivados.

MINERALES

1-1. Identificación de minerales. Las rocas se componen de minerales. Un *mineral* es una sustancia inorgánica natural de composición química y estructura definidas. La apariencia externa de un mineral bien *cristalizado*

corresponde a su estructura atómica. Sin embargo, en los minerales «criptocristalinos», o en los redondeados, la manifestación cristalina no es muestra de una estructura interna correcta. Lo mismo puede decirse de los minerales amorfos.

En la práctica ingenieril general se identifican las rocas y minerales mediante métodos *megascópicos*, es decir, a simple vista o con una lupa de escasos aumentos. Los minerales y rocas complejos pueden exigir, para su identificación correcta, el empleo de métodos *analíticos*. El primer paso para la realización de tal análisis consiste en separar de la muestra una lámina muy delgada aserrándola mediante una sierra de diamante. Esta lámina delgada se adhiere después a una lámina de cristal (portaobjetos) para microscopio y se afina mediante abrasivos hasta que la preparación resulta transparente a la luz. La *lámina delgada* resultante se estudia después mediante un microscopio, por lo general con la ayuda de luz polarizada. Aparte tales estudios petrográficos de láminas delgadas, existen otros métodos analíticos, como son el estudio mediante rayos X (especialmente apropiado para minerales de grano fino, tales como las arcillas) y los análisis químicos, de diversos grados de complejidad, que se extienden desde la simple prueba con ácido clorhídrico, ClH (§ 1-3), y los análisis de silicatos, hasta los métodos espectrográficos. En algunos casos, como, por ejemplo, el estudio de minerales metálicos, se emplea el análisis mediante *soplete*. Se actúa sobre un fragmento de mineral valiéndose del chorro incandescente que se forma haciendo pasar a través de una llama de gas de un mechero de laboratorio la corriente de aire de un soplete. Son objeto de observación la reacción del mineral bajo la acción del chorro incandescente y el color de la llama.¹

1-2. Propiedades físicas de los minerales^{2, 3}. Las propiedades más importantes de los minerales constituyentes de las rocas son las siguientes:

Color y raya. Es fácil para una visión normal reconocer el color de un mineral; sin embargo, existen tablas de colores patrones⁴ para la serie tipo de colores que se emplea en la identificación de rocas. Con objeto de no ser inducido a error por una superficie meteorizada o por una coloración secundaria procedente de impurezas tales como el hierro, el investigador debería poner de manifiesto una superficie fresca, haciendo saltar una esquina o arista de la muestra. Cuando se emplee el color en la identificación, debe tenerse en cuenta que algunos minerales ofrecen una amplia gama de colorido.

Si se recogen diversas muestras de un tipo de roca procedente de determinada región y se han de establecer comparaciones de color, es aconsejable la preparación de una pequeña colección de fragmentos de colores diversos. Éstos pueden encolarse a una lámina de cartón o de contrachapado y, con las correspondientes etiquetas, utilizarse como un patrón tipo de colores naturales.

Si se frota un mineral contra una placa de porcelana mate, deja en ella una *traza* de diminutas partículas adheridas, incolora (blanca) o coloreada. El color de la traza o raya suele ser característico del mineral.

Dureza. La dureza de un mineral (símbolo *D*) se expresa por el número que le corresponde por comparación con la escala Mohs de dureza (cuadro 1-1). Cada uno de los minerales que figuran en la lista puede rayar a los de número ordinal más bajo y sólo puede ser rayado por los de número ordinal más alto. Por ejemplo: el cuarzo ($D = 7$) puede rayar a todos los de la serie de la escala Mohs desde el 1 al 6, pero no a los más altos que el 7. El cuadro 1-1, contiene, además, otros métodos de identificación aproximada.

Cuando se raya un mineral mediante una navaja es necesario observar cuidadosamente si la traza blanca que queda en la superficie es verdaderamente una indentación en la superficie (un arañazo) o meramente una huella de partículas del acero de la navaja. Y lo mismo puede decirse de otros objetos capaces de rayar.

Por ejemplo, si un mineral desconocido es arañado mediante un fragmento de ortosa y resultase ser cuarzo, la traza blanca que quedara en el mineral desconocido consistiría meramente en diminutas partículas de ortosa, más bien que ser un auténtico arañazo en la superficie del cuarzo.

Crucero y fractura. Si un mineral se golpea con un objeto agudo, se rompe a lo largo de determinado plano cristalográfico (plano de crucero), el cual es paralelo a una cara del cristal. Por lo general, la cara del crucero constituye una superficie perfectamente lisa que parecería estar pulimentada. Puede ser determinada sosteniendo el mineral con respecto a la luz de manera tal que ésta refleje en las caras del crucero como en espejos. Si un mineral posee más de uno de estos cruceros, el ángulo entre dos caras de crucero puede medirse, de manera solamente aproximada, haciendo girar el mineral en la luz reflejada, mediante estima del ángulo que forman los dos rayos de luz reflejada. Algunos minerales ofrecen lo que se llama crucero *duro* o *difícil*. No es fácil determinar en ellos la superficie de crucero sin la ayuda de un microscopio.

La *fractura* de un mineral puede lograrse también mediante un golpe seco; no obstante, la superficie resultante será irregular y no guardará relación con respecto a las caras cristalinas del mineral. A menudo, sólo un experto puede distinguir entre fractura y auténtico crucero. Los tipos de fractura se denominan corrientemente *concoidal*, semejante a una superficie suave, cóncava o convexa; *desigual*, superficie áspera, irregular, con salientes angulosos y redondeados; *astillosa*, término que no necesita descripción, y *mellada*, superficie irregular de tipo peculiar que asemeja la extremidad de una varilla de acero rota por compresión.

CUADRO 1-1. ESCALA MÖHS DE DUREZA

Mineral tipo	Dureza <i>D</i>	Método de identificación aproximada
Talco	1	Marca los tejidos
Yeso	2	Puede ser arañado por la uña
Calcita	3	Puede ser rayado por una moneda de cobre
Fluorita	4	
Apatito	5	Puede ser rayado por un cortaplumas
Ortosa	6	Araña los cristales de ventana
Cuarzo	7	No se deja rayar por una lima de acero
Topacio	8	
Corindón	9	Raya la mayor parte de los metales pero no al diamante
Diamante	10	Raya cualquier material pero no a otros diamantes

Ejemplo: Si el mineral puede ser arañado por una moneda de cobre, pero no por la uña, su dureza aproximada es 3.

Tenacidad. La capacidad de un mineral para resistir aplastamiento, desgarrar o flexión se denomina *tenacidad*. A este respecto, los minerales se suelen clasificar como sigue: *quebradizos*, que saltan en fragmentos y son fáciles de pulverizar; *maleables*, que pueden trabajarse con un martillo hasta reducirlos a láminas delgadas; *sectil*, que puede cortarse en capas delgadas con una navaja; *dúctil*, susceptible de ser estirado en forma de hilo; *flexible* (aunque sería mejor denominarlo «inelástico»), que puede ser doblado, pero no recupera su forma original cuando se le libera de la fuerza que lo doblaba, y *elástico*, que puede doblarse, pero vuelve a su forma original cuando cesa la acción de la fuerza.

Forma cristalina. Excepto los minerales amorfos, todos los demás tienen la forma específica de un cristal, limitada por varias o por muchas caras (planos) y pertenece a un sistema cristalográfico determinado, el cual se caracteriza por sus ejes cristalográficos (*a*, *b*, *c*), que a menudo son los mismos ejes de simetría del cristal, perpendiculares entre sí. Algunos pocos casos en que el ingeniero ha de contar con las formas cristalinas minerales son objeto de discusión en diversas partes de este libro.

Peso específico o densidad (p. e.). El peso específico de un mineral o roca es la relación existente entre la masa de determinado volumen del mismo y la masa de un volumen igual de agua a la temperatura de 4°C. La determinación del peso específico se explica con detalle en el parágrafo 2-1. Para identificaciones rápidas y poco exactas, preliminares, se puede evaluar *grosso modo* la densidad sopesando el mineral o roca, haciéndolo saltar en la palma de la mano. Se notará pesado o ligero (por ejemplo, plomo y grafito, respectivamente) según que su densidad sea alta o baja. Los minerales no metálicos

CUADRO 1-2. PROPIEDADES DE LOS MINERALES

Subdivisión química	Nombre	Color	Dureza	Fractura y tenacidad	Brillo	Raya	Forma cristalina	Peso específico	Composición química
Silicatos	Clorita	Verde	2-2.5	No elástica, laminar	Perlado	Verde pálida a blanca	Monoclínica	2,7	Hidrosilicatos de Al con hierro ferroso y Mg
	Feldespato	Incoloro, blanco, rojizo, amarillento (si es impuro)	6	Desigual, subconcoidea. Quebradizo	Vítreo con exfoliación perlada	Blanca	Monoclínica o triclínica. Maclas frecuentes	2,54-2,76	Si ₃ O ₈ KAl Si ₃ O ₈ NaAl a Si ₃ O ₈ CaAl ₂
	Hornablenda: Puede diferenciarse del piroxeno sólo cuando se presenta como cristales largos, aciculares y más difíciles de exfoliar								
	Caolinita	Blanco. Tonos de amarillo a pardo		Para su identificación son necesarios el microscopio o los rayos X			Monoclínica	Exige el microscopio o la difracción de rayos X para su identificación	Si ₂ O ₃ Al ₂ H ₄
	Micas	Blanco (moscovita), negro (biotita), coloraciones impuras	2-3	Desigual. Flexibles (elásticas)	Vítreo a sedoso		Monoclínica a menudo como tablillas aplastadas de 6 lados	2,76-3,2	(SiO ₃) ₂ Al(MgFe) ₂ KH ₂ (biotita) (SiO ₃) ₂ Al ₂ KH ₂ Moscovita
	Olivina		6.5-7		Vítreo	Sólo reconocible si se encuentra en fenocristales. Es corriente en las rocas oscuras			
	Piroxenos	Blanco-verde-negro	5-7	Desigual. Quebradizos	Vítreo a perlado	Blanca a gris-verde	Monoclínica a ortorrómbica (véase el texto)	3,2-3,6	Mg, Fe, Ca-Mg. Ca-Fe, Na-Fe, Al-Fe, y Li-Al. Óxidos y silicatos
	Talco	Blanco a blanco veloso	1	Blando, tacto untuoso, como de jabón. Hojoso. Compacto	Plateado a graso	Blanca a blanco-verdosa	Monoclínica	2,7-2,8	(SiO ₃) ₂ Mg ₃ H ₄
	Serpentina	Verdoso, por lo general en variados tonos	2-5	A menudo fibrosa a compacta. Laminar	Graso-compacto		Monoclínica (no se conocen cristales)	2,2-2,7	Si ₂ O ₃ Mg ₃ H ₄
	Zeolitas		3½-5½		Vítreo	Incolora a blanca	Por lo general, exige para su identificación el empleo de métodos petrográficos	2,0-2,4	Na, Al y óxidos de Si, y, a veces, Ca y H ₂ O

CUADRO 1-2 (Continuación)

Subdivisión química	Nombre	Color	Dureza	Fractura y tenacidad	Brillo	Raya	Forma cristalina	Peso específico	Composición
Óxidos	Corindón	Tonalidades de gris azul	9	Quebradizo a tenaz	Diamantino, vítreo a apagado y graso		Hexagonal	4	Al ₂ O ₃
	Hematites	Gris a negro	5,5-6,5	Laminar. Subconcoidea (no exfolia)	Metálico a apagado	Roja	Hexagonal (romboédrica)	5,2	Fe ₂ O ₃
	Ilmenita	Rojizo a negro-pardusco	5-6	Concoidea. Quebradizo (no exfolia)	Submetálico	Negra a roja-pardusca	Hexagonal	4,5-5	TiO ₂ , Fe
	Limonita	Pardo a pardo-amarillento	5-5,5		Apagado a submetálico	Pardo-amarillento	Amorfa. Masas terrosas o concrecionadas	3,6-4,0	Fe ₂ O ₃ , H ₂ O
	Magnetita	Gris oscuro a negro	5,5-6,5	Desigual. Quebradiza (exfoliación pobre)	Metálico		Isométrica	5,2	Fe ₃ O ₄
	Cuarzo	Blanco, gris, negro, rosa	7	Concoidea, desigual, astillosa. Quebradizo a tenaz	Aceitoso a vítreo	Blanca	Hexagonal	2,65	SiO ₂
Carbonatos	Calcita	Incoloro o blanco, pero puede estar manchado	3		Vítreo. Apagado si es compacta	Incolora o blanca	Romboédrica	2,71	Co, Ca
	Dolomía	Blanco a multicolor	3,5-4		Vítreo a perlado y apagado		Romboédrica (rara en forma de cristal)	2,8-2,9	(CO ₃) ₂ CaMg
Sulfatos	Anhidrita	Blanco, pero a veces manchado	3-3,5	Hojoso. Concoidea	Perlado, vítreo. Apagado-compacto		Ortorrómica. Más frecuentemente de granular a masas compactas	2,95	SO ₄ Ca
	Yeso	Incoloro a blanco. Puede teñirse de varios colores	1,5-2		Vítreo, blanco perlado. Fibroso satinado. Apagado compacto		Monoclínica. Macas frecuentes	2,32	SO ₄ Ca · 2H ₂ O

ROCAS Y MINERALES

Nota. El cuarzo que se presenta como óxido en el cuadro 1-2, lo clasifican como silicato los mineralogistas modernos. En el texto se describen formas criptocristalinas de la sílice.

más corrientes en la superficie terráquea puede decirse que tienen una densidad media comprendida entre 2,65 y 2,75 (véase cuadro 1-2).

Brillo. La mayor parte de los minerales ofrecen cierta apariencia característica (brillo) a la luz reflejada. El brillo puede ser metálico, no metálico o submetálico. Los brillos no metálicos pueden describirse como: *vítreo*, con la apariencia del vidrio; *grasos*, con aspecto graso o aceitoso; *diamantino*, con el brillo seco tan corriente en los diamantes; *perlado*, con el aspecto iridiscente de las perlas; *sedoso*, muy semejante al matiz de la seda, y *resinoso*, con aspecto de resina.

Capacidad de transmisión de la luz (diafanidad). Un mineral es *transparente* si a su través se pueden ver objetos claramente; *translúcido*, si transmite la luz, pero no permite ver los objetos a su través, y *opaco*, si la luz no se transmite a través del mineral o de sus aristas más finas.

1-3. Minerales que forman rocas^{2, 3}. Las propiedades de los *minerales más importantes* constitutivos de rocas se exponen en el cuadro 1-2. Cuando los minerales se clasifican de acuerdo con su composición química, pueden subdividirse en silicatos, óxidos, carbonatos y sulfatos. La lista de los minerales más importantes de entre los de cada grupo se expone en la segunda columna del cuadro 1-2.

El agua de los minerales puede ser atraída (adsorbida) (§ 2-3) o aparecer ligada químicamente a la sustancia del mineral (agua estructural). El *agua adsorbida* queda adherida a la superficie de la partícula mineral y sólo en raros casos penetra en su interior. Puede eliminarse por evaporación, bien al aire libre, bien en una estufa u horno cuya temperatura sea de unos 105°C como se hace en el laboratorio. El *agua estructural* forma parte de la estructura del mineral y sólo puede eliminarse mediante su descomposición; por ejemplo, si se somete a la acción de temperaturas elevadas (§ 1-5). El agua que se cita en la última columna del cuadro 1-2 es, toda ella, estructural. En algunas de las fórmulas químicas incluidas en aquella columna se expresa el contenido en agua como H₂O; en otras, bajo la forma de hidrógeno y oxígeno en diferentes combinaciones. Las fórmulas químicas de la última columna del cuadro 1-2 contienen solamente unos pocos radicales químicos sencillos. Uno de tales radicales es la sílice, SiO₂, de cierto número de silicatos y del cuarzo, que es sílice cristalina pura. Otro radical, la alúmina, Al₂O₃, se encuentra en los feldespatos, la caolinita y las micas, y constituye el compacto y duro corindón (*p.e.* = 4, *D* = 9). Los carbonatos contienen el radical CO₃. El magnesio, Mg, o el potasio, K, pueden encontrarse en muchos silicatos junto con el silicio, Si. El sodio, Na, no es muy corriente en los minerales constitutivos de las rocas, pero, bajo la forma de sal común, ClNa, constituye el mineral hialita o sal gema.

La presencia del hierro, Fe, incrementa la densidad del mineral. El brillo

de tales minerales es, en la mayor parte de los casos, metálico o submetálico. Estos minerales son importantes para la minería, pero rara vez se encuentran en cimentaciones.

Como lo muestra la última columna del cuadro 1-2, los silicatos se dividen en *hídricos* (que contienen hidrógeno y oxígeno en sus fórmulas químicas) o *anhidros* (sin agua). Los silicatos anhidros más frecuentes pertenecen al grupo de los feldespatos. Éstos se dividen corrientemente en feldespatos de «ortoclasa-microclino» o potásicos y feldespatos de «plagioclasas» o sódico-cálcicos (o sódicos). Sometidos a la acción de agua portadora de dióxido de carbono, CO_2 , los feldespatos se alteran y pasan a minerales arcillosos o a moscovita (mica blanca). La clasificación de la mayor parte de las rocas ígneas exige la capacidad de distinguir entre la presencia y ausencia de ortoclasas y plagioclasas en las mismas. Muy a menudo la diferencia entre ambas sólo puede determinarse con certidumbre mediante el empleo del microscopio.

Las micas se reconocen fácilmente por las delgadas hojas o láminas, flexibles y translúcidas, en que se dividen con facilidad. En los suelos aparecen en forma de pequeñas escamas brillantes. Bajo la acción de los agentes de meteorización, la biotita (mica negra) se altera más rápidamente que la moscovita o mica blanca. Una roca que contenga mucha mica es de dudoso valor como objeto de cimentación o en los muros de una trinchera o zanja profunda. La fácil exfoliación de las rocas que contienen mica puede tener como consecuencia su rápido deterioro, especialmente si la roca se ha puesto de manifiesto, a la luz del día, recientemente. Los silicatos hídricos incluyen la serpentina, clorita, talco, ilita y caolinita (esta última es objeto de discusión detallada en el párrafo 1-4). El mineral *serpentina* constituye la roca del mismo nombre, la cual ofrece una gran variedad de aspectos y matices, aunque generalmente es de tonalidades verdes. Puede ser dura y competente*, pero también puede ser blanda, grasa y peligrosa en construcción. Cuando se encuentre en zanjas profundas o en túneles debe mirarse con desconfianza, puesto que puede alterarse rápidamente y pasar de ser un material competente a blando e incompetente. El proceso de *serpentinización* supone la transformación de otros minerales en serpentina. Las *cloritas*, corrientes en pizarras y rocas pizarreñas (véase § 1-11), son también verdes, pero no tan inseguras para la construcción como la serpentina. El *talco* (véase cuadro 1-2) es material de baja calidad para cimentaciones como consecuencia de su reducida densidad e inestabilidad general.

Dentro del grupo de los silicatos, el *cuarzo* es el más importante y corresponde a la forma cristalina de la sílice, SiO_2 . Los cristales grandes de cuarzo

* Definimos como *competente* toda roca capaz de sostener con garantías de seguridad una estructura o construcción determinada o las rocas o suelos situados encima, o, en algunas ocasiones, ambas cargas a la vez. El término es algo inconcreto, pero de uso corriente.

se identifican con facilidad megascópicamente, puesto que tienen la forma de prismas hexagonales apuntados por pirámides de seis caras en ambas extremidades (Fig. 1-1a). En granos más pequeños el cuarzo ofrece igual facilidad de identificación, por su fractura concoidea, brillo vítreo, gran dureza

($D = 7$) y, por lo general, por su falta de color definido. El cuarzo es uno de los minerales más indestructibles y no se altera bajo la acción de los agentes habituales de meteorización, tales como el agua o los cambios de temperatura. Ésta es la razón por la que el cuarzo se encuentra en muchas rocas y suelos. Las formas criptocristalinas y amorfas de cuarzo (ópalo, pederrenal y otras) son, a veces, causa de preocupación en ingeniería. El ópalo, por ejemplo, puede ser motivo de reacción alcalina en el cemento y causa, por consiguiente, de fallos en la estructura (§ 8-18).

La calcita, CO_3Ca , es el más importante entre los carbonatos. Se reconocen fácilmente sus cristales por su blandura ($D = 3$) y sus seis caras limitantes en forma de rombo (Fig. 1-1b). La calcita es un mineral *secundario*, es decir, un mineral que se ha formado con posterioridad a la roca que lo contiene. Es soluble en agua que contenga anhídrido carbónico. Si se toca con ácido clorhídrico, ClH , una roca que contenga siquiera sea una pequeña cantidad de calcita, se originará una efervescencia intensa, por lo que se usa este ácido para su identificación. El

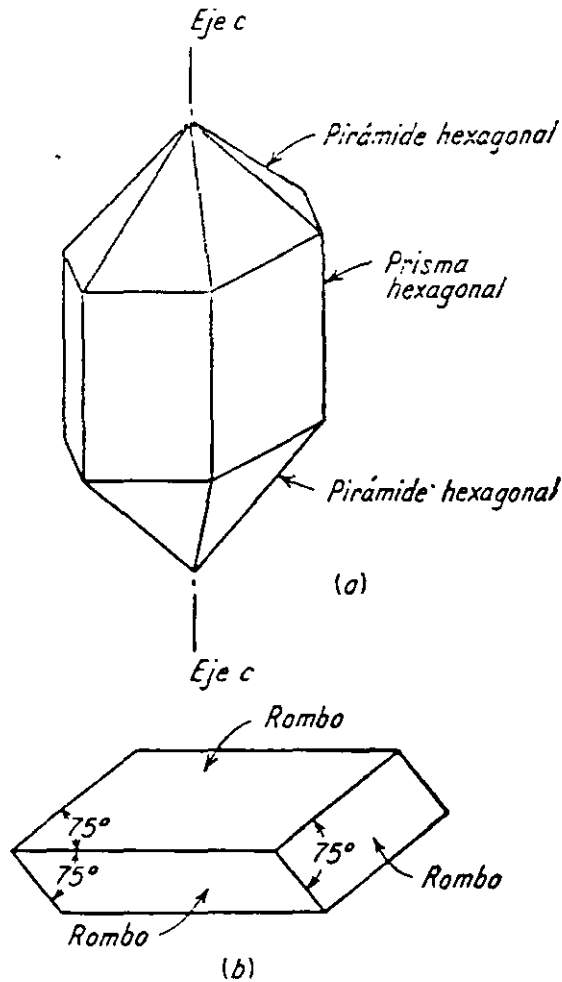


FIG. 1-1. a) Cristales de cuarzo y b) de calcita.

vinagre origina una débil efervescencia en la calcita. La *dolomía* ofrece propiedades físicas semejantes, pero difiere de la calcita en su mayor dureza y en su reacción más débil ante el ácido clorhídrico. Sólo ocurre ésta si se aplica el ácido a material dolomítico pulverizado. En el grupo de los sulfatos, el *yeso* y la *anhidrita* difieren sólo en su contenido de agua estructural. A causa de que la contiene, el yeso ofrece una densidad más reducida y menor dureza que la anhidrita. El agua estructural no está retenida con mucha fuerza por el yeso; calentado en tubo de ensayo, un pequeño trozo, ocasionará la aparición de gotitas de agua en las paredes de aquél. No se observará, en cambio, la presencia de agua si se calienta en forma análoga un trozo de anhidrita.

1-4. Los minerales del grupo de las arcillas⁵⁻⁷. El ingeniero y el geólogo deben ponerse en guardia siempre que se encuentren arcillas en un terreno destinado a percibir cimientos o a asentar una estructura o construcción: la experiencia ha mostrado que, en algunas circunstancias, acontecen fenómenos

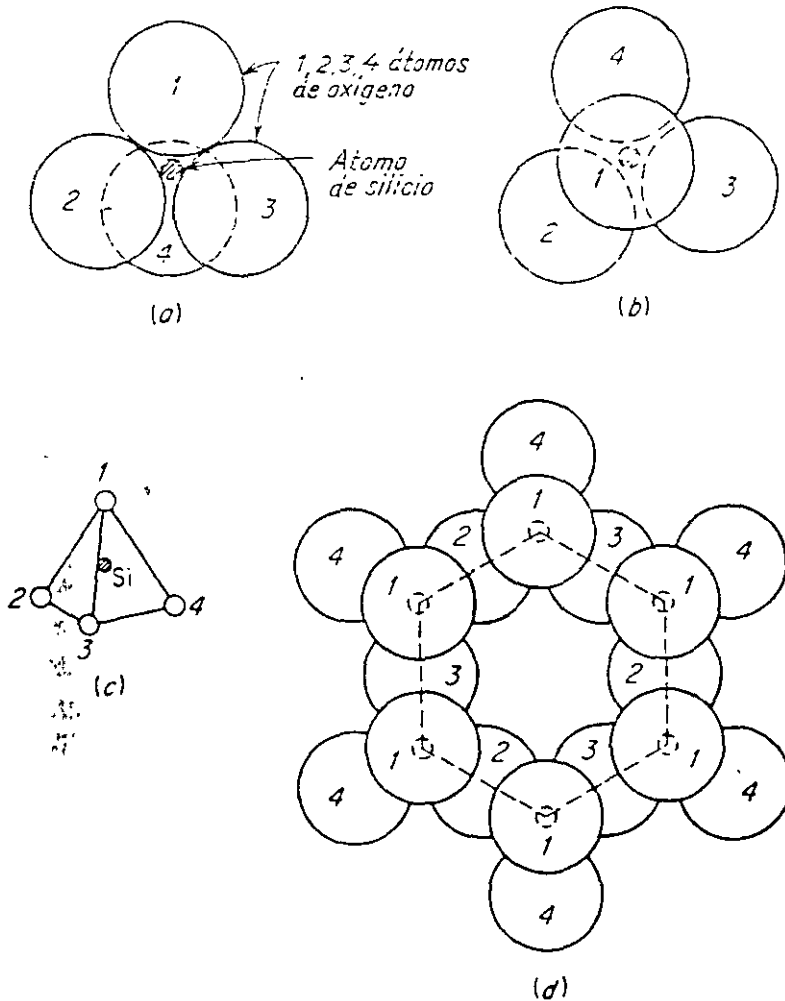


FIG. 1-2. Láminas de sílice de los minerales del grupo de las arcillas.

«imprevisibles». La investigación de los minerales del grupo de las arcillas, iniciada hacia 1930, ha suministrado pruebas, sin embargo, de que se podía haber hecho alguna predicción acerca de las propiedades de las arcillas en beneficio de los ingenieros. La identificación concreta de minerales de las arcillas, tal como la requieren los trabajos importantes de ingeniería, exige el empleo de complejos métodos analíticos que se discuten con brevedad en el párrafo 1-5.

Los minerales de las arcillas son, en esencia, *silicatos hídricos de alúmina*, y, ocasionalmente, silicatos hídricos de magnesio o de hierro. Son cristalinos, salvo raras excepciones. En la práctica ingenieril es frecuente describir las

arcillas como compuestos de partículas, aunque, realmente, las partículas son diminutas láminas o *copos*. Como ocurre en todas las sustancias cristalinas los átomos de estos copos aparecen ordenados en unidades, en este caso *láminas*. En los minerales de las arcillas estas láminas son de dos variedades:

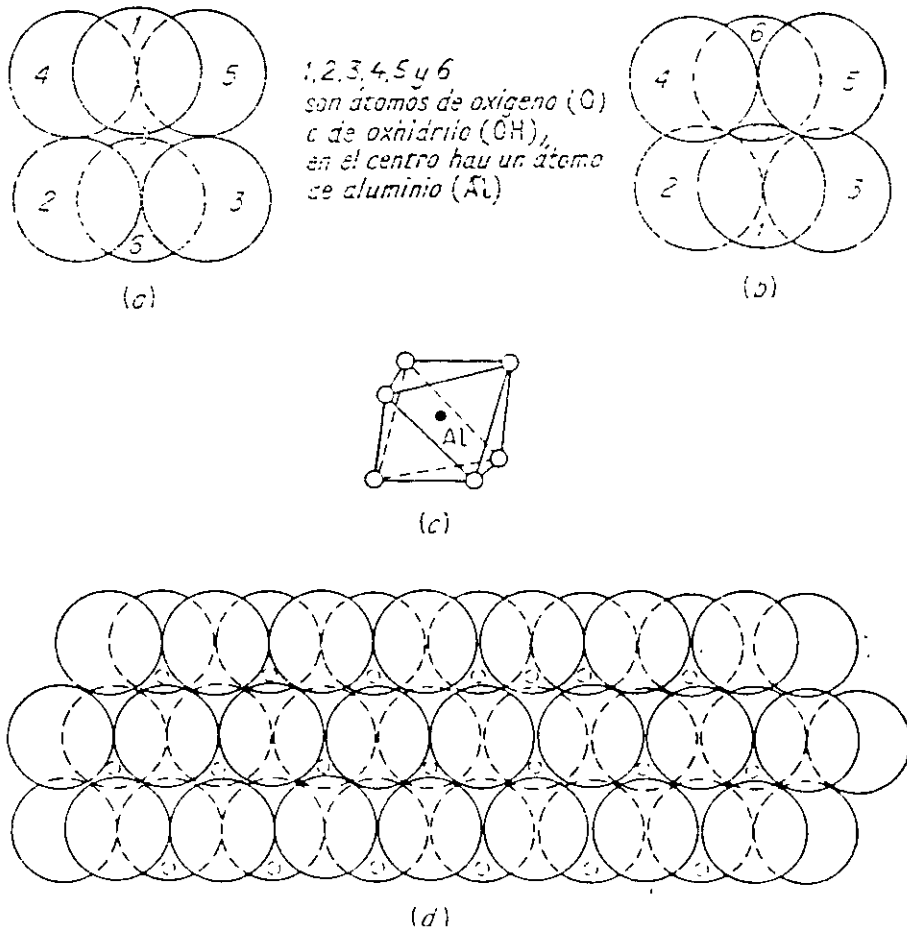


FIG. 1-3. Láminas de alúmina de los minerales del grupo de las arcillas.

láminas de sílice y láminas de alúmina. Una *lámina de sílice* está constituida por tetraedros, cada uno de los cuales está limitado por cuatro superficies planas triangulares, con átomos de oxígeno en los vértices y un átomo de silicio en el centro (Fig. 1-2a, b, c). Los átomos de oxígeno guardan entre sí distancias iguales, y todos ellos distan lo mismo del átomo de silicio. Los tetraedros se combinan formando unidades hexagonales (Fig. 1-2d). En cada unidad los átomos de oxígeno 1 están enlazados con los átomos de oxígeno 2 y 3, y enlazados también con seis unidades colindantes, de idéntico tamaño y forma, mediante átomos de oxígeno salientes 4. Mediante repetición indefinida de este esquema, y manteniendo siempre la común posesión de átomos de oxígeno (4 en la figura 1-2c) estas unidades forman un enrejado del mineral. Una *lámina de alúmina* se compone de unidades de dos filas, según

muestra la figura 1.3-*a*, *b* y *c*, ordenadas en octaedros con átomos de oxígeno, O, o grupos de oxhidrilos, OH, en los vértices de filas alternas, respectivamente, con un átomo de aluminio embebido en el medio (Fig. 1-3*c*). La

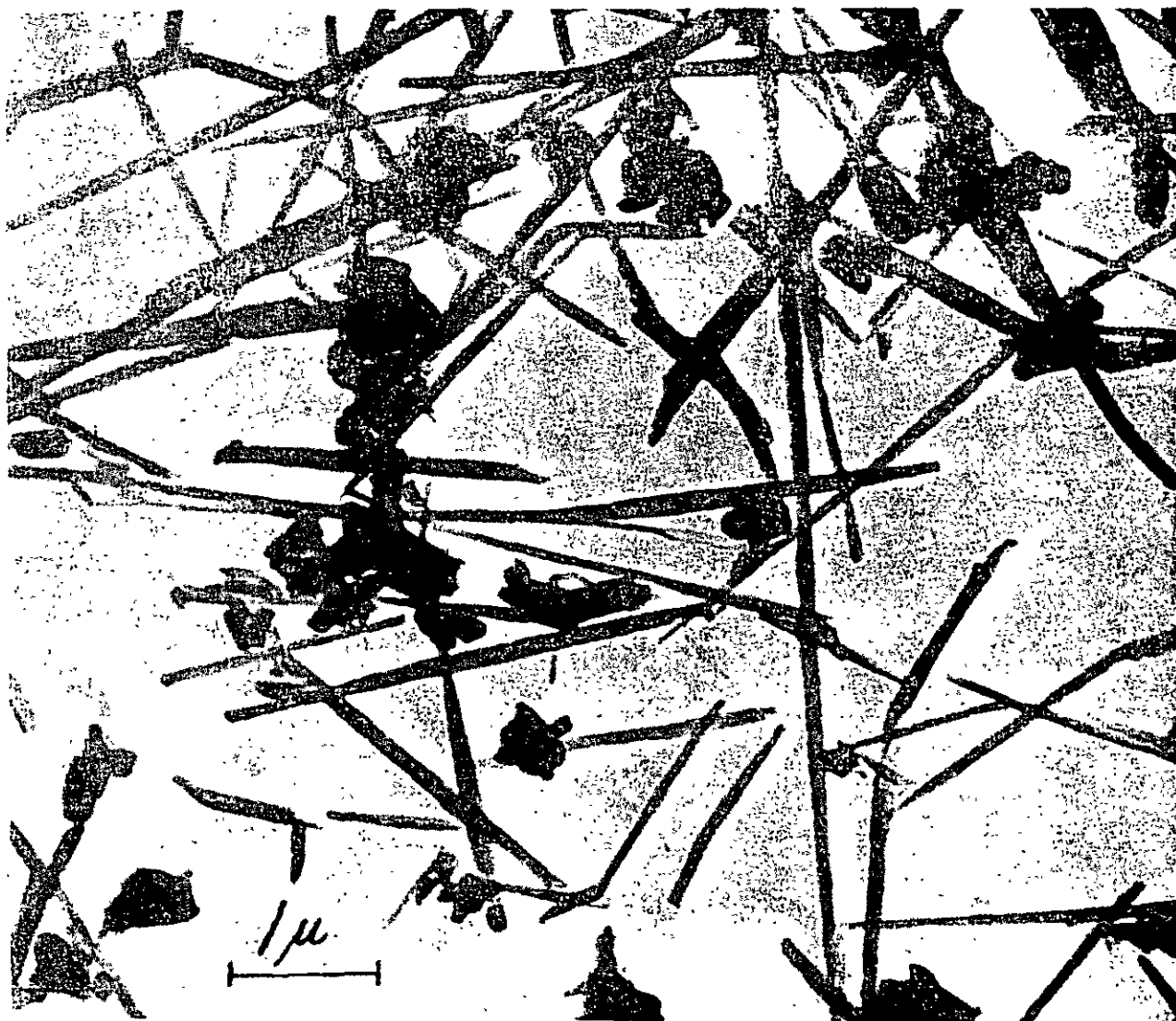


FIG. 1-4. Micrografía electrónica de halloysita procedente de Webster, North Carolina. (Fot. Dr. T. F. Bates.)

estructura enrejada de los minerales de las arcillas constituye la base esencial de su clasificación en tres grupos principales, que son: las *caolinitas*, las *montmorillonitas* (o montmorillinoides) y las *illitas* o «hidromicas» (así denominadas a causa de su semejanza estructural con respecto a las micas).

Las caolinitas. Los minerales de este grupo están constituidos por una sola lámina de sílice tetraédrica y una sola lámina de alúmina octaédrica, combinación que se repite indefinidamente. Las partículas que constituyen los

minerales del grupo de las caolinitas pueden considerarse de manera general como agregados de pequeños copos, a veces de forma aproximadamente hexagonal. La figura 1-5 muestra las formas de las placas de caolinita cuando se observan con el microscopio electrónico (con corrientes de electrones en sustitución de las lentes, y cuyo aumento es muchas veces mayor que el que se obtiene con un microscopio óptico). Las caolinitas forman arcillas muy estables a causa de que su estructura inexpandible se opone a la introducción de agua en sus retículos y al consiguiente efecto desestabilizador de ésta. Además, cuando están húmedas, las caolinitas no son sino moderadamente plásticas y tienden a poseer un coeficiente de fricción interna mayor que el de cualquier otro mineral arcilloso. Por lo general, a menos que contengan impurezas capaces de expansión, las caolinitas no están, en sí mismas, sujetas a expansión o hinchamiento cuando se saturan. (Debemos tener en cuenta que los minerales arcillosos se encuentran rara vez en forma «pura»; por lo general, coinciden más de un tipo, y el porcentaje y tamaño de cada uno de ellos intervendrán en la determinación de las características finales del mineral compuesto.) La *halloysita*, uno de los minerales de tipo caolinita, se presenta en tubos redondos o aplastados (Fig. 1-4). Cuando el mineral está húmedo parece ser que tal estructura tubular funciona como un apilamiento de rodillos de cojinete y la masa fluye o se desparrama. Como material para terraplén no se considera apropiado.

La fórmula química de las caolinitas es $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ o $\text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9$. Esta última fórmula es más correcta, puesto que muestra cómo el agua estructural está ligada al enrejado en forma de oxhidrilo, OH, y no como H_2O .

Las montmorillonitas. De acuerdo con las ideas en auge, la montmorillonita se compone de idénticas unidades conjuntas constituidas por una lámina octaédrica de alúmina entre dos láminas tetraédricas de sílice. La ligazón entre las láminas es más bien laxa, por lo que el mineral resulta inestable, especialmente en presencia de agua. De hecho, las moléculas de agua atraídas se insertan con facilidad entre ellas causando hinchamiento o expansión. En casos tales los distintos copos de montmorillonita están encerrados (envueltos) en películas de agua. Las montmorillonitas así humedecidas poseen una gran plasticidad y un bajo coeficiente de fricción interna. Cuando está en proceso de desecación una montmorillonita saturada queda sometida a gran contracción y agrietamiento.

Esta característica de la dilatación de las montmorillonitas es objeto de preocupación en ingeniería. Si se apoyan estructuras pesadas en tales arcillas pueden experimentar luego alzamientos y daños, sin hablar de los posibles fracasos en pavimentos y losas de construcción que se coloquen directamente sobre tales terrenos. Los taludes, tanto naturales como artificiales, que están

constituidos fundamentalmente por arcillas montmorilloníticas están sujetos a deslizamientos y fluencia en tiempo húmedo.

Las tan conocidas *bentonitas* se forman, por lo general, a partir de cenizas volcánicas y son una clase de arcillas montmorilloníticas notables por su capacidad de dilatación. Sin embargo, esta capacidad puede encontrar empleos



FIG. 1-5. Micrografía electrónica de caolinita procedente de Banda, India.
(Fot. Dr. T. F. Bates.)

muy útiles en Geología ingenieril, especialmente para impedir las fugas en depósitos y canales. En el caso de canales, se construyen los paramentos con una mezcla del suelo del país y arcilla del tipo de la montmorillonita. Cuando entra en funcionamiento, el agua ocasiona la dilatación de la arcilla y de esta manera estanca los flancos y fondo del canal.

La fórmula química de las montmorillonitas es $(OH)_4Si_xAl_4O_{20} \cdot nH_2O$. El término nH_2O representa el agua comprendida entre las hojas de una montmorillonita

natural, bajo forma de una, dos, tres o más láminas de agua, cada una de ellas de espesor de una molécula.

Las illitas. La unidad estructural de las illitas es análoga a la de la montmorillonita, salvo algunos cambios en la composición química. Mientras que las montmorillonitas se componen de partículas tan extremadamente finas que aparecen como una neblina, incluso cuando se examinan con el microscopio electrónico, de tan grandes aumentos, los copos constituyentes de las illitas forman, por lo general, agregados. Tal estructura expone una superficie menor a la atracción del agua que la de las montmorillonitas. De aquí que, en comparación con ellas, las illitas tengan una capacidad de hidratación más limitada. Las propiedades de expansión de las illitas son también menores, y más altos sus coeficientes de fricción interna que en el caso de las montmorillonitas.

La fórmula química generalizada de las illitas es $(\text{OH})_4\text{K}_n(\text{Si}_{x-y} \cdot \text{Al}_y)(\text{Al}_4 \cdot \text{Fe}_4 \cdot \text{Mg}_4 \cdot \text{Mg}_6)\text{O}_{20}$. En las moscovitas (mica) n es igual a 2, mientras que en las illitas n es menor de 2 y generalmente igual a 1.5.

Los valores de su densidad oscilan, en cuanto a los minerales arcillosos, entre: 2,64 a 3,00 para las illitas; 2,60 a 2,68 para las caolinitas, y 2,2 a 2,7 para las montmorillonitas.

1-5. Identificación de los minerales constituyentes de las arcillas. Las observaciones practicadas mediante el microscopio electrónico suministran algún dato por lo que se refiere a la forma de las partículas de arcilla. La ordenación atómica de los copos de arcilla puede determinarse por los *métodos de difracción de rayos X*, que suministran los medios para poder medir el espaciado entre los planos atómicos, es decir, el grosor de la lámina.

Las distancias así medidas se expresan en angstroms. Un angstrom (su símbolo es A) es igual a la diezmillonésima de milímetro o la diezmilésima parte de una micra. La muestra, previamente reducida a polvo, se monta en un pequeño pedestal ligado a su vez a una base en rotación constante. Se lanza un haz de rayos X sobre aquélla, y el haz difractado se registra en una película sensible. Cada línea de la fotografía corresponde a una reflexión de cada una de las diferentes series de planos atómicos existentes en el mineral. El espesor de una lámina es de 5,05 A para las láminas octaédricas, y de 4,93 A para las tetraédricas. Lo cual arroja un número de 50.000.000 de láminas, como promedio, por pulgada de espesor de arcilla.

Se pueden identificar, además, los minerales de las arcillas mediante las temperaturas que exige el extraer el agua estructural de sus retículos (o para la transformación de un mineral de arcilla en otro). Los efectos de las altas temperaturas sobre las arcillas se estudian mediante el *análisis termal diferencial*. La cantidad de agua liberada por un mineral cuando se somete a eleva-

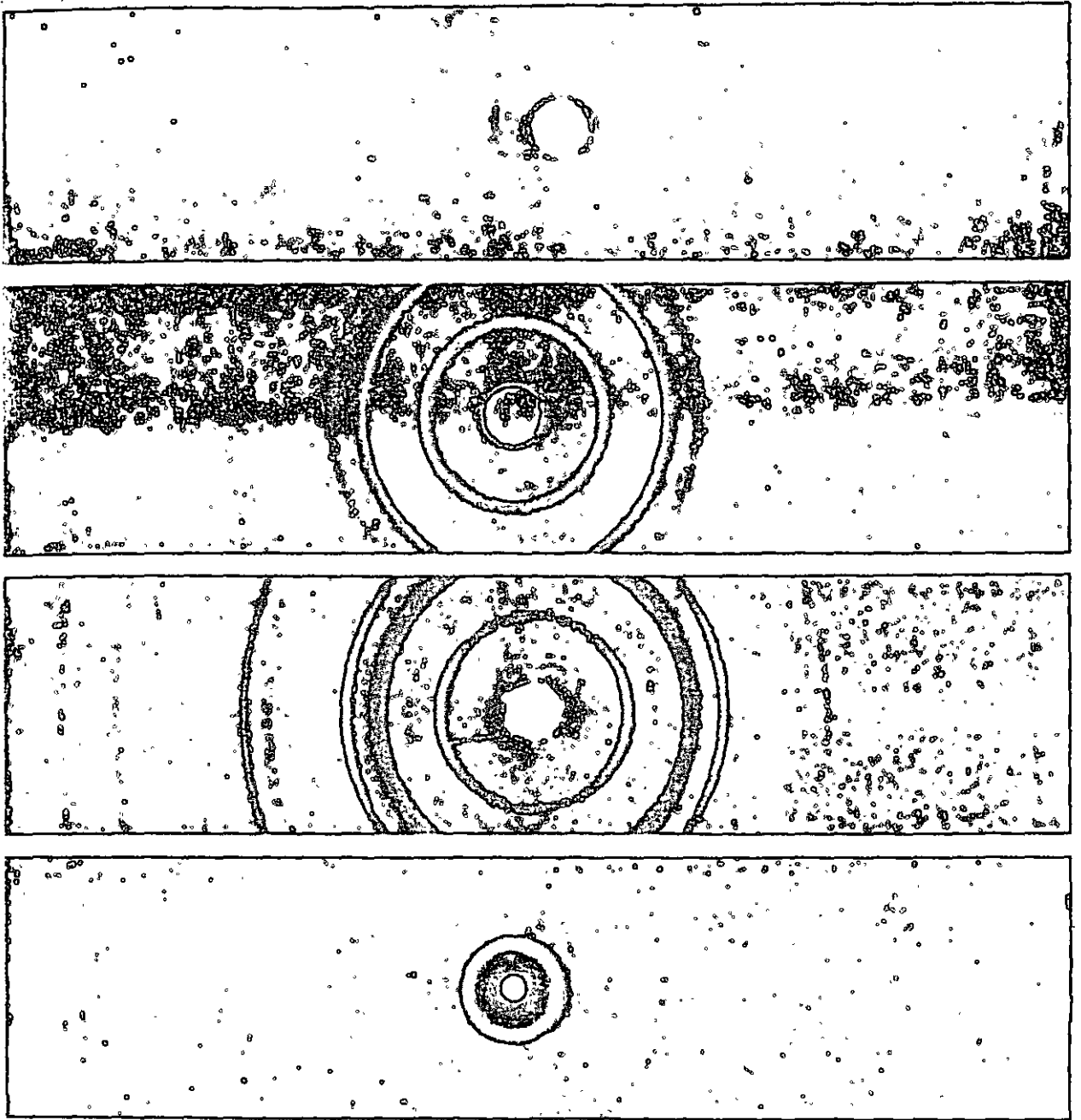


FIG. 1-6. Esquemas de difracción de rayos X en algunos minerales típicos de las arcillas. De arriba abajo: illita, Yangtse, China; halloysita, Lawrence County, Indiana; caolinita, Langley, South Carolina; montmorillonita, Granby, Colorado. (USBR.)

das temperaturas puede medirse mediante la aplicación de una *balanza térmica* especial.

Para llevar a cabo el análisis termal diferencial se coloca una pequeña muestra del material de suelo que se quiere estudiar junto con alúmina calcinada (tratada térmicamente y reducida, de este modo, a óxido de aluminio en polvo), en unas cavidades pequeñas practicadas en un bloque de níquel y se calienta hasta los 1.100°C

a un ritmo de unos $12^{\circ}\text{C}/\text{min}$. En los dispositivos más perfeccionados se puede llevar a cabo simultáneamente el ensayo de hasta seis muestras. La alúmina calcinada es térmicamente inerte (o inactiva, es decir, no cambia su composición química cuando se calienta) hasta los 1.100°C . Se obtiene de este modo, registrada automáticamente en un tambor, la curva de diferencias de temperatura existentes entre el material sometido a prueba y la alúmina calcinada. Cada clase de material sumi-

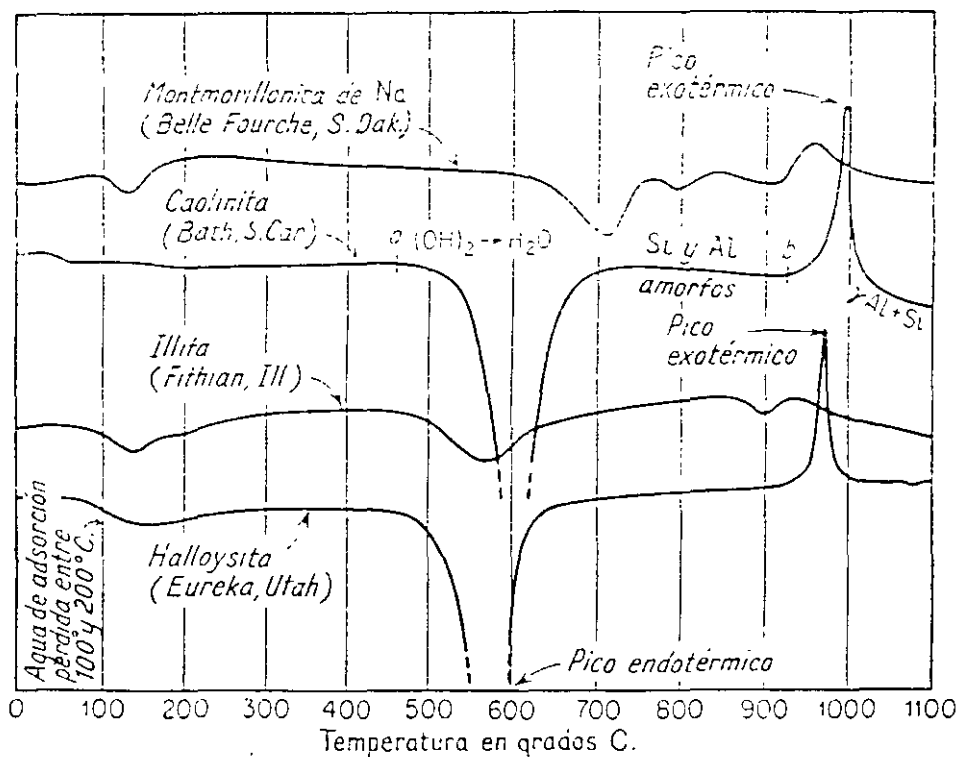


FIG. 1-7. Curvas de análisis termal diferencial.

nistra una curva más o menos característica. La figura 1-7 ofrece ejemplos de tales curvas para algunos de los tipos más importantes de minerales de las arcillas. En el caso de la caolinita el agua estructural comienza a ser liberada a temperatura de unos 500°C , que corresponde al punto de ruptura de la curva endotérmica (punto *a* en la figura 1-7). En los casos en que se libera agua que está muy fuertemente sujeta en el interior del retículo, bajo forma de aniones de oxidrilo, OH , la mayor parte del mineral queda reducido a alúmina amorfa, Al_2O_3 , y a sílice, SiO_2 . Si se sigue calentando sobreviene una recristalización, que empieza a temperaturas poco más bajas que los 1.000°C , correspondientes al punto de partida *b* de la curva exotérmica (Fig. 1-7). En el proceso de recristalización se forma un isótopo γ de la alúmina ($\gamma\text{Al}_2\text{O}_3$) acompañado de sílice amorfa. Si se continúa la prueba más allá del desarrollo completo de la curva exotérmica, se forma todavía otro mineral (mullita, Al_2SiO_5).

1-6, Cambio de bases. Si un mineral contiene un gran número de bases (por ejemplo, cationes de sodio, Na^+) y se somete a la acción de un líquido que contenga un elevado número de bases de alguna otra clase (por ejemplo,

cationes de potasio, K^+), el mineral y el líquido pueden intercambiar sus cationes, y algunas veces lo hacen en reacción rápida. Esto es lo que se denomina *cambio de bases* o, con mayor exactitud *cambio de cationes*, fenómeno que, por lo general, es más intenso en los minerales de las arcillas que en otros. Los cationes de más frecuente intercambio en los minerales de las arcillas son Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , H^+ y $(NH_4)^+$. La propiedad de cambio de bases varía considerablemente para los diferentes minerales de las arcillas. Las caolinitas son las menos susceptibles, y las montmorillonitas las más propicias al cambio de cationes. Pero todos los minerales inorgánicos muestran también una débil capacidad de cambio de cationes cuando están en grado de extrema finura. Algunos suelos orgánicos tienen también una capacidad considerable de cambio de cationes.

Estas propiedades de cambio de bases de los suelos son el fundamento de su estabilización mediante la acción de ciertos productos químicos o fenómenos electroosmóticos. Los correctores de aguas se basan en la capacidad de cambio de bases, y los suelos ácidos que contienen iones H^+ pueden ser corregidos para mejorar su valor agrícola mediante adición de cal, lo que tiene como consecuencia un intercambio de iones H^+ y Ca^{++} .

ROCAS

1-7. Clasificación de las rocas. El vocablo «roca», tal como se emplea en Geología ingenieril, designa una masa de material natural, de semidura a dura, compuesta de uno o varios minerales. Las rocas se constituyeron — y se siguen constituyendo — de varias maneras: por enfriamiento de magma, es decir, del fluido caliente (roca fundida) que procede de profundidades considerables bajo la superficie de la tierra; por precipitación de materia inorgánica contenida en las aguas; por deposición de conchas de diversos organismos; por condensación de un gas que contenga partículas minerales; por desintegración de otras rocas y consiguiente recombinación de los minerales resultantes, que constituyen nuevos tipos de roca; y por acción de intenso calor o presión, actuando por separado o de consuno sobre tipos de rocas preexistentes.

Los geólogos han clasificado las rocas terrestres, de acuerdo con sus orígenes, en tres grupos principales: ígneas, sedimentarias y metamórficas. Mediante previo estudio petrográfico, todas las rocas pueden clasificarse correctamente en sus grupos respectivos. Sin embargo, esta agrupación no nos suministra ninguna idea, o muy escasas, acerca de las propiedades ingenieriles de una roca determinada. El término, «granito», por ejemplo, sugiere al ingeniero la idea de un material duro, de confianza como basamento; y sin embargo, se sabe que las aptitudes del granito, como roca soporte, son

extraordinariamente variables de un lugar a otro, y aun de afloramiento en afloramiento. Los agentes atmosféricos (meteorización) pueden transformar granito hasta convertirlo en una masa muy poco coherente, ya que la meteorización selectiva puede atacar los cristales de sus constituyentes feldespáticos hasta convertirlos en arcillas, o bien el calor y la presión resultantes de las fracturaciones, u otros trastornos geológicos de orden mayor, pueden aplastar los granos que lo constituyen hasta resultar un material coherente, pero relativamente blando, y que sin embargo todavía se parece al granito original de procedencia. De modo que si cargamos el peso de una estructura o construcción sobre un granito que haya experimentado tal transformación, puede aquélla experimentar un considerable grado de asiento. En otras palabras, aunque las fuerzas antes mencionadas alteran a veces completamente las propiedades ingenieriles de una roca, el producto de alteración puede denominarse aún con el mismo nombre geológico que la roca original. Los ingenieros necesitan una clasificación de las rocas basada en sus *propiedades ingenieriles* y tal clasificación no existe, o se encuentra aún en su infancia.

El mejor método para designar una roca de acuerdo con los objetivos ingenieriles consiste, por ahora, en la modificación de las clasificaciones existentes mediante una adjetivación descriptiva al nombre de la roca. De esta manera se obtiene una «imagen verbal» del estado de la roca: por ejemplo: «granito completamente descompuesto con cohesión parcial». Tales adjetivaciones deberían mencionar también: 1) la estructura primaria y la composición mineral, 2) el grado y naturaleza de las alteraciones, 3) las características estructurales de fortaleza o debilidad, 4) los efectos debilitadores de la meteorización, 5) los procesos persistentes que puedan causar otros cambios, y 6) las características de la superficie.

En su análisis de las rocas, el geólogo ingenieril debería establecer también la formación * a que pertenece una roca determinada y, a menudo, la serie de procesos que han sido causantes de la formación de la roca. Es importante que el análisis geológico se realice desde el punto de vista del servicio que debe prestar la roca; por ejemplo, si ha de ser usada como material soportante, como piedra de construcción o para hacer hormigón.

1-8. Textura, estructura, trama. La terminología que se define en este párrafo, se aplica generalmente a las rocas ígneas, pero algunos de estos términos pueden usarse también para la descripción de rocas sedimentarias o metamórficas. La *textura* de una roca es la ordenación de sus granos o partículas tal como se aprecia en una fractura reciente. Una roca ígnea (§ 1-9)

* *Formación*, en Geología, es un lecho geológico, o una combinación de lechos o estratos sucesivos, lo suficientemente distintos de otros como para poderse considerar como una unidad distinta (véase § 3-1).

que contenga numerosos cristales grandes, fácilmente apreciables a simple vista, es de textura basta, o grano basto, y se dice de ella que tiene *textura fanérica* (Fig. 1-8). Si los granos no pueden apreciarse sin un medio auxiliar de multiplicación del tamaño de la imagen, la roca ígnea es de grano fino

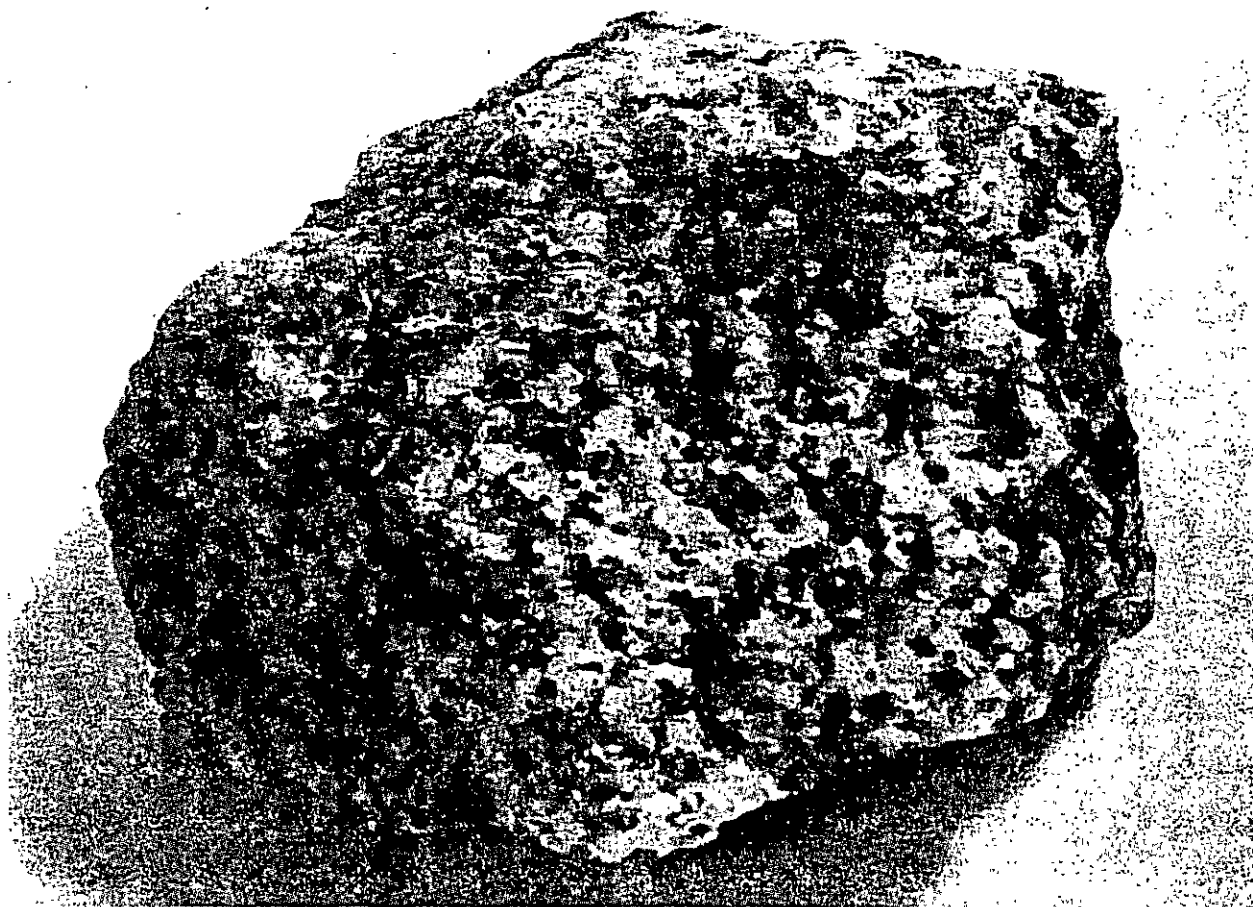


FIG. 1-8. Textura fanérica o fanerítica (granito de grano basto) $\times \frac{3}{4}$. (Fot. H. Howe.)

y posee *textura afanítica*. Si ofrece algunos cristales grandes embebidos en un fondo de roca afanítica, es un *pórfido* (Fig. 1-9), aunque este término también se emplea para designar rocas ígneas que tienen a veces cristales muy grandes embebidos en una masa de fondo fanérica.

En las rocas sedimentarias (véase § 1-10) la contrapartida de los pórfidos la constituyen los *conglomerados* (Fig. 1-18), constituidos por cantos o gravas de grano basto embebidos en una *matriz* más fina de arena o arcilla. Las rocas sedimentarias de grano medio constituidas por granos visibles a simple vista (por ejemplo, las areniscas) son la contrapartida de las faneritas ígneas. Las rocas sedimentarias de grano muy fino (*argilita, limolita*) son las equivalentes, por su textura, a las afanitas ígneas.

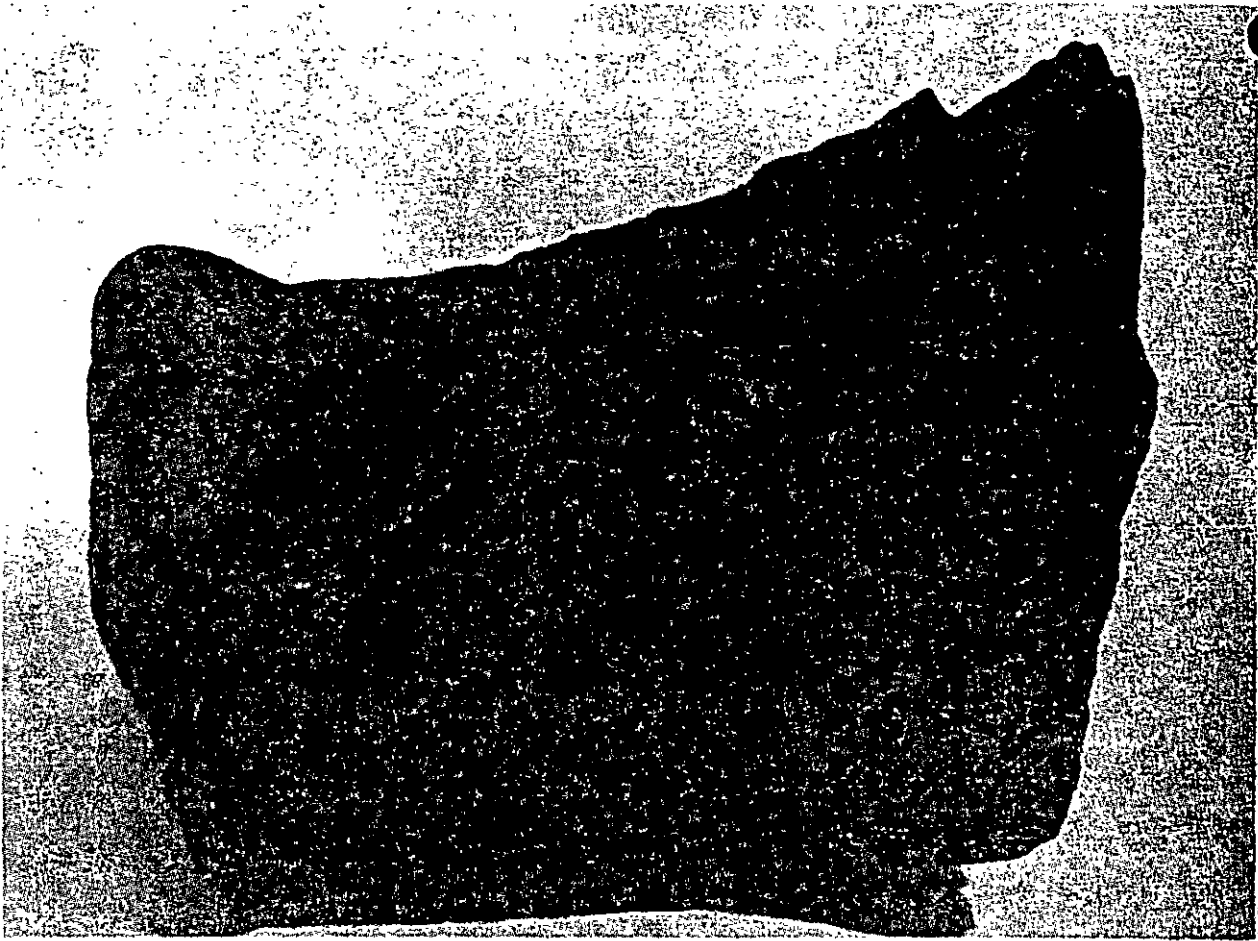


FIG. 1-9. Pórfido felsítico, $\times \frac{1}{2}$. (Fot. H. Howe.)

Estructura. El empleo de la designación «estructura» se reserva para aquellas características de las rocas más pronunciadas que las que se han descrito con el término *textura*. En las rocas ígneas puede expresarse por estructura una ordenación relativa de diversas características especiales de las rocas, tanto de las de pequeño orden (microscópicas), como las de orden mayor (macroscópicas). La existencia de cavidades, por ejemplo, en el cuerpo de una roca ígnea puede ser característica de su estructura. Por estructura *vesicular* se designa la existencia de pequeños huecos o vesículas, repartidos por toda la roca ígnea, tales como se encuentran en las pumitas y en algunos basaltos (Fig. 1-10). Cavidades más grandes que las vesículas se llaman *vacuolas* o geodas, que por lo general están rellenas, o cubiertas, por otros minerales diferentes de los que componen la roca propiamente dicha (Fig. 1-11). Una característica estructural macroscópica de la roca es su *adiaclasado* o *crucero*. Diaclasas son fisuras, abiertas o cerradas, que corren en diversas direcciones. Por lo general, constituyen un sistema más o menos ordenado y tienden a cuartear la roca en cubos o bloques de formas regulares (Fig. 1-12). En el párrafo 2-5 se amplía la descripción de los cruceros o diaclasas. Las

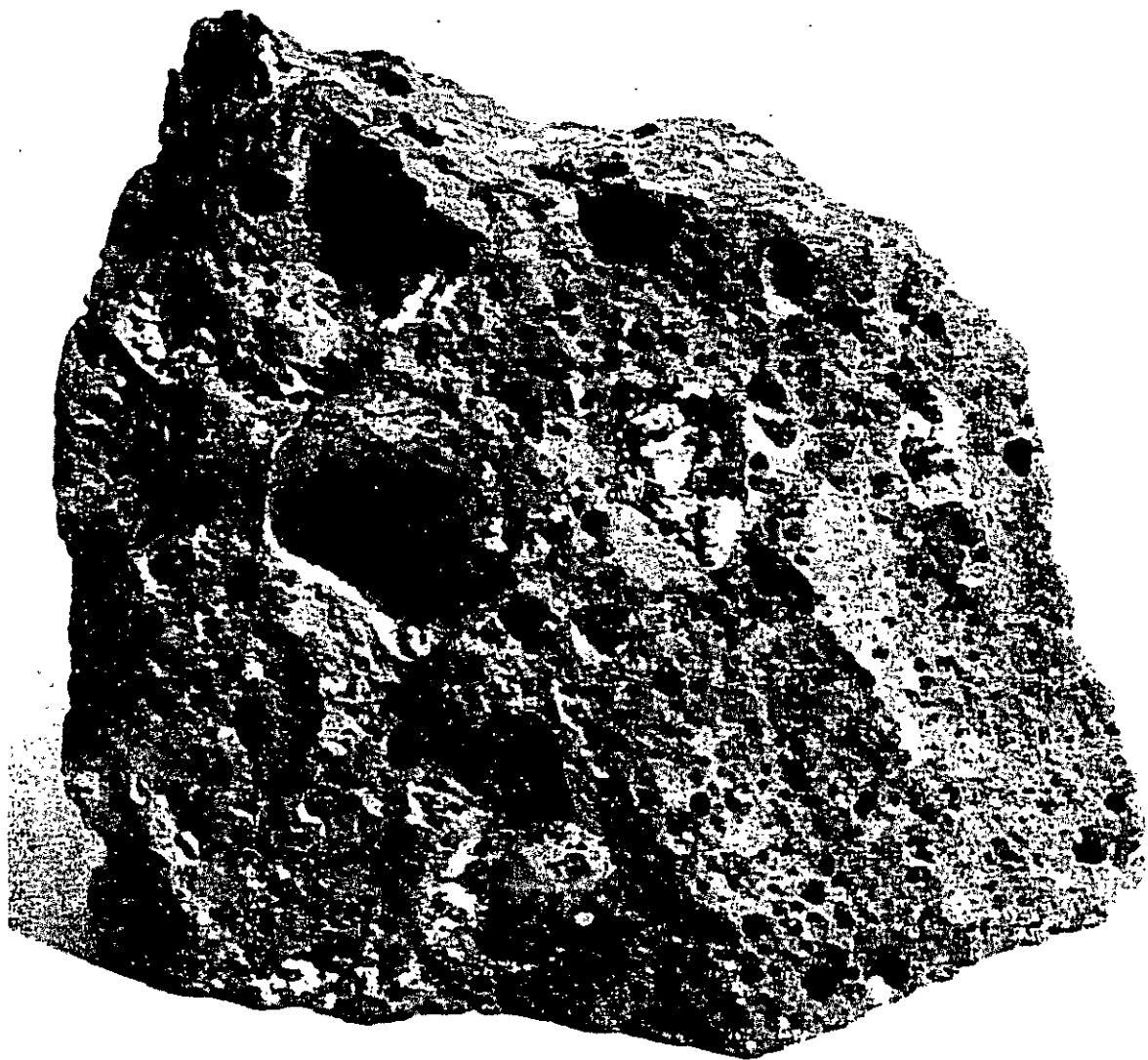


FIG. 1-10. Estructura vesicular (basalto). $\times 1$. (Fot. H. Howe.)

fracturas también son características de orden macroscópico. Pueden transcurrir en cualquier dirección y cortarse entre ellas bajo cualquier ángulo. Las fracturas son, por lo general, irregulares, en contraste con la superficie plana e igual de una diaclasa.

Trama *. Es éste un concepto discutido que a veces se considera como una generalización del término *textura*. En este texto, *trama* designa el esque-

* Creemos que es mucho más apropiado el empleo del vocablo español *trama* como traducción de *fabric*, del original inglés, que el de *fábrica* empleado por algunos geólogos y técnicos, dado que la aparente coincidencia etimológica no corresponde a la traducción y empleo reales del término inglés. *N. del T.*

ma espacial de las partículas de la roca, y en tal concepto abarcamos tanto el de los tamaños de los granos y relaciones entre ellos, como los de la forma de los mismos, orientación, microfracturación, acoplamiento y entrelazamiento

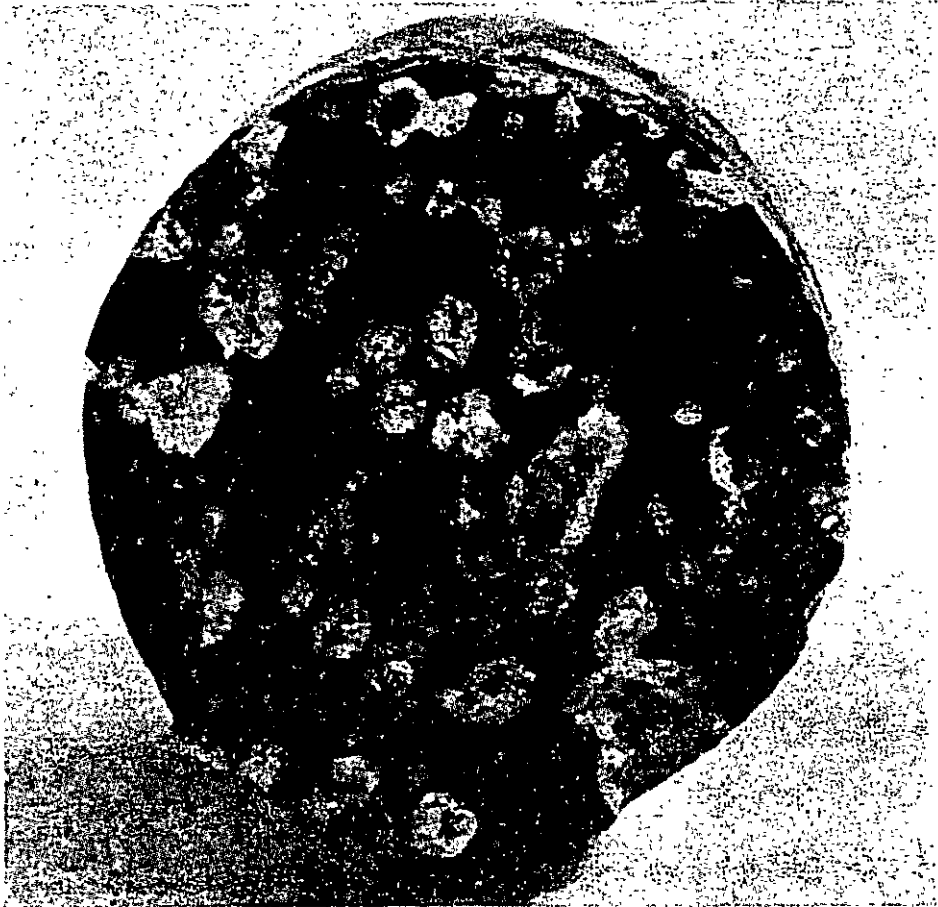


FIG. 1-11. Vacuolas en basalto rellenas por minerales, $\times 1 \frac{3}{4}$. (Fot. H. Howe.)

de las partículas, carácter del fondo matriz, etc.⁶ Más detalles acerca de la definición y uso de la designación de trama se encontrarán en las referencias bibliográficas 6, 9 y 11.

1-9. Rocas ígneas^{3, 9-11}. Las rocas ígneas se han formado en la superficie de la tierra o a diversas profundidades. Este hecho ejerce influencia sobre su textura y, en algunos casos, sobre su estructura. En el cuadro 1-3, se clasifican verticalmente las rocas según su origen y profundidades de formación, y horizontalmente de acuerdo con su color —claro u oscuro— y existencia o falta de cuarzo. La diferencia de color está regida por la composición mineralógica de las rocas. Las de tonos claros son, por lo general, feldespáticas, mientras que las oscuras suelen contener minerales ferromagnésicos, especialmente piroxenos (indicados bajo el símbolo X en el cuadro 1-3).



FIG. 1-12. Diastemas en el granito de las Needle Mountains, Colorado. (Fot. W. Cross, USGS.)

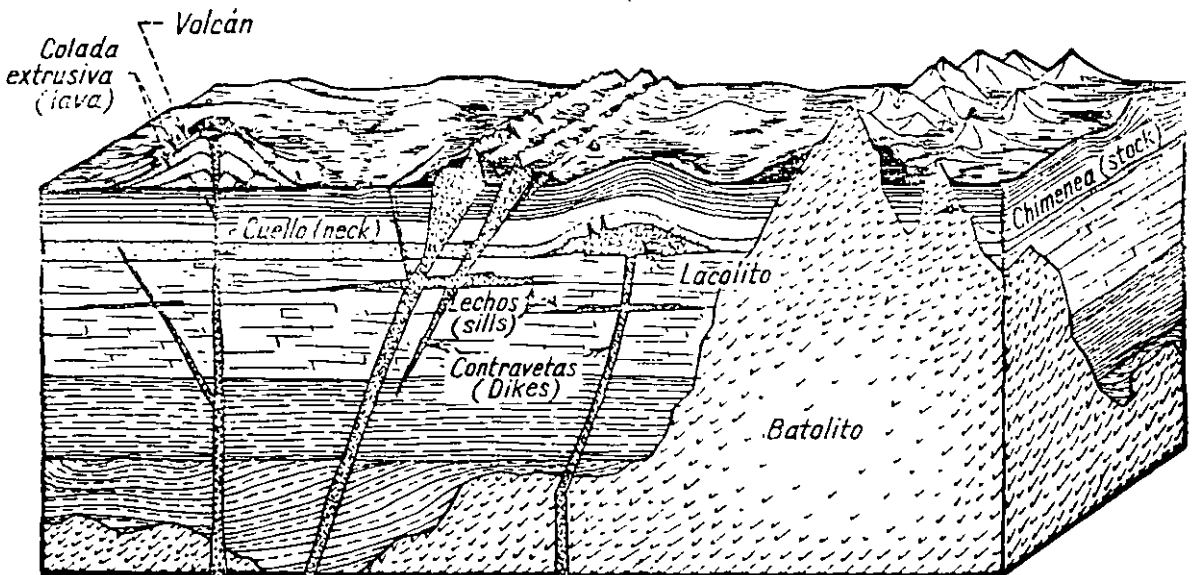


FIG. 1-13. Formas plutónicas intrusivas. (Dibujado por J. Vitaliano.)

Las rocas ígneas que se han formado a *grandes profundidades* se presentan en contravetas de profundo asiento, batolitos, chimeneas (*stocks*) y lacolitos. Estos términos se refieren a los diversos tipos de intrusiones magmáticas en

CUADRO 1-3. CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Profundidad de formación —textura—estructura	Coloración clara		Coloración oscura		
	+ Cuarzo	— Cuarzo	+ Cuarzo	— Cuarzo	
Grano grueso, medio, fino (textura granítica) (Constituidas a profundidades considerables* en diques de profundo asiento, batolitos, chimeneas y lacolitos.)	Granito + O,H Granodiorita + P,M Granito porfiroide Pegmatita Monzonita cuarcífera P,O,B,H	Monzonita P,O,B,H (Aplita monzonítica, pegmatita monzonítica)	Cuarzo diorita o dioritacuarcífera, P,B,H, ± X	Diorita P,B,H, ± X Gabro P, +X, +H Peridotita ± P, + X, + X	
Grano medio a fino (constituidas a profundidades moderadas** en diques y lechos.)	Granito porfiroide	Monzonita porfiroide		Diorita porfiroide Diorita aplitica Dolerita (diabasa) +X, P, algo de B. y augita	
Grano muy fino a vítreo, a veces esponjoso vítreo o vesicular (constituidas en expansiones superficiales, diques, tapones, depósitos de cenizas)***	Compacta	Felsitas (vitreas)		Obsidiana (vítrea)	Andesita +P (felsita vítrea) Basalto (vesicular) +P,X
		Riolita + O,B,H	Traquita		
	Brecha volcánica				
Esponjosa a suelta	Pómez, ceniza volcánica, toba volcánica				

Explicación de símbolos: O = feldespato ortosa P = feldespato plagioclasa B = biotita
M = moscovita H = hornablenda X = piroxeno
+ indica predominio del mineral
± quiere decir que el mineral puede o no existir
— indica la falta de ese mineral

* También denominadas rocas «plutónicas, intrusivas o abisales»

** También denominadas rocas «hipoabisales»

*** También denominadas rocas «volcánicas o extrusivas»

la corteza terrestre y se muestran en la figura 1-13. Por lo general estas rocas constituyen excelentes materiales de apoyo o sustentación, pero deberían examinarse con mucho detalle si es que han de soportar construcciones pesadas tales como presas de sillería. De hecho, la alteración de sus minerales constituyentes puede reducir considerablemente su fortaleza.

El *granito* se compone en lo esencial de feldespato, cuarzo y mica. El feldespato, generalmente ortosa u ortoclasa (O en el cuadro 1-3), es predominante. En la *granodiorita*, predomina la plagioclasa. Sin embargo, y para fines de ingeniería, se omite con frecuencia la diferencia entre granitos y granodioritas (véase también § 1-12). La textura granítica se extiende, por lo

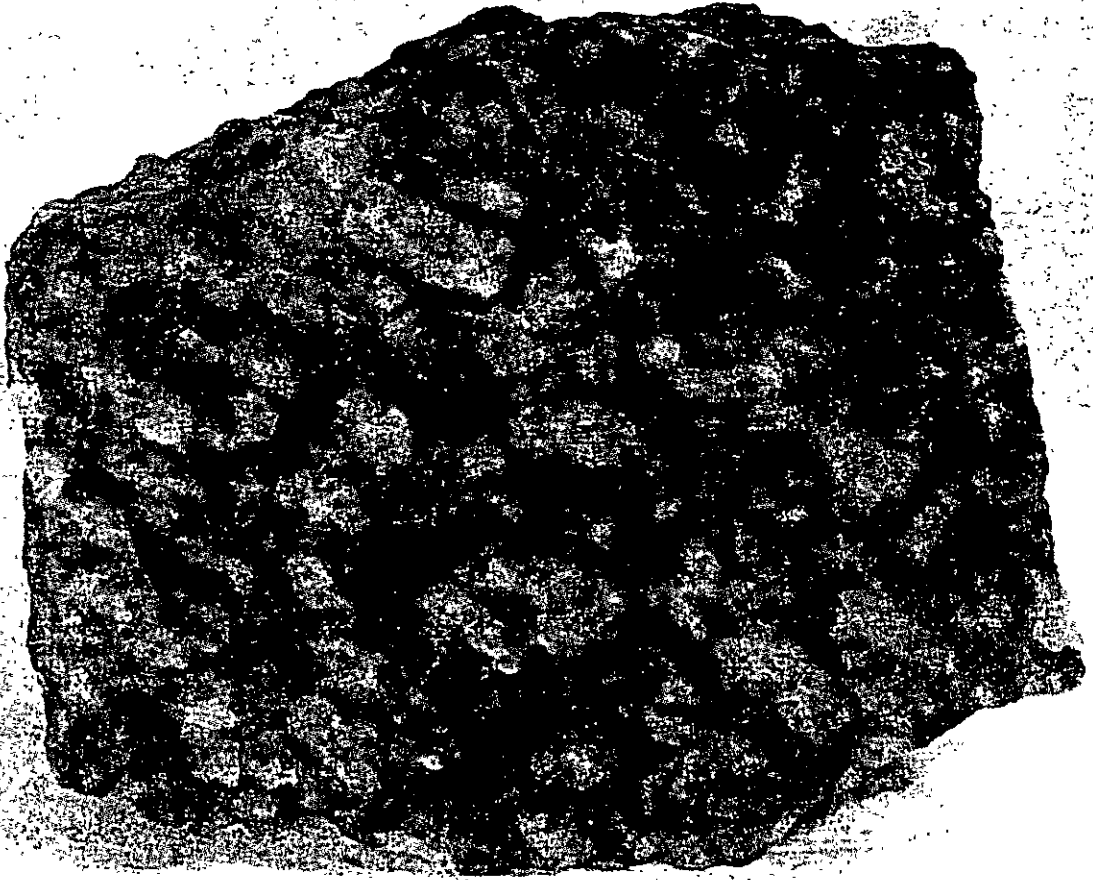


FIG. 1-14. Granito porfídico. $\times 4/5$. (Fot. H. Howe.)

general, entre tamaños de grano de medio a grueso. Son feldespáticos los granos gruesos en el *granito porfídico* (Fig. 1-14). El color del granito depende, en general, del color del feldespato predominante, y puede extenderse desde el blanco al gris oscuro, sin que sean raros los rojos, rosas y color carne. Su estructura es *compacta*, o masiva, aunque su adiaclasamiento lo cuartee con frecuencia en bloques bastante grandes. Si un cortejo de diaclasas predomina en gran medida, y si su espaciamiento es reducido, adquiere una apariencia tabular (Fig. 1-15). La *pegmatita* es un granito de grano grueso, y se presenta con frecuencia en forma de contravetas o inclusiones dentro de la masa principal.

La *monzonita* es una roca de grano grueso a fino, de tonalidades grises claras, compuesta de feldespato y algo de biotita y hornablenda. La variedad carente de cuarzo es la monzonita aplítica, o pegmatita monzonítica. La designación «pegmatita», si se emplea sin adjetivación, se entiende, por lo general, que se aplica a la pegmatita de granito.

La *sienita* se compone de los mismos minerales que el granito, pero tiene

poco o nada de cuarzo. Por lo demás, es semejante al granito, al que pasa lateralmente con frecuencia.



FIG. 1-15. Granito banqueado en el río North Platte, Wyoming.

Otros miembros de este grupo (cuadro 1-3) son las rocas duras y pesadas *diorita*, *gabro* y *peridotita*, de las cuales las dos últimas se presentan con frecuencia asociadas. Por lo que se refiere a su aptitud para la construcción

las peridotitas deben considerarse con precaución, ya que corrientemente se alteran y se transforman en serpentina (véase § 1-3).

En el grupo de las rocas ígneas que se forman a *profundidades moderadas*, debería mencionarse la diabasa (también conocida por dolerita). Es una roca resistente, muy apropiada para carreteras y pavimentos, pero debería juzgarse

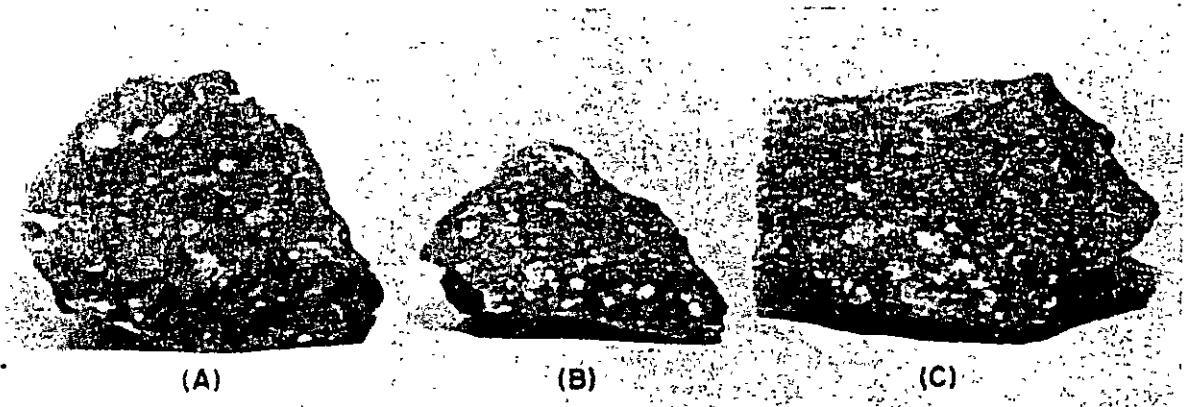


FIG. 1-16. Diversos pórfidos de matriz afanítica, $\times \frac{1}{3}$: a) pórfido de riolita, b) pórfido de latita, c) pórfido de felsita. (Fot. H. Howe.)

con precaución como asiento de cierres de embalse, ya que por su modo de formación puede acarrear numerosas cavidades o fisuras (que causarían fugas en el embalse).

Las *rocas volcánicas* se forman en la superficie o próximas a ella. Pueden ser duras y competentes, o bien aparecer interestratificadas con materiales volcánicos incoherentes tales como tobas, cenizas e, incluso, arenas. Estos materiales, sueltos y desagregados, pueden ocasionar dificultades para la construcción tales como hundimientos en túneles, grandes pérdidas por fugas en los embalses y taludes inestables. En cuanto a las ventajas, existe la posibilidad de que los materiales incoherentes puedan usarse como puzolanas que reemplacen parcialmente al cemento en el hormigón (véase § 8-23).

Dentro del grupo de la felsita, son muy semejantes la *riolita* y la *traquita*, que difieren solamente por su contenido en cuarzo. Su color se extiende entre el gris claro y el oscuro. También la *andesita*, de tonos oscuros, pertenece al mismo grupo. Muy a menudo, cuando esta diferenciación no sea posible sin empleo de microscopio, estas rocas se clasifican meramente como «felsitas». Suelen ofrecer una masa de fondo vítrea con cristales empastados (Fig. 1-16).

En la práctica de la construcción el término *basalto* (*traprock*) se emplea para designar rocas oscuras de grano fino. Desde el punto de vista petrográfico, el basalto es una roca caracterizada por el predominio de plagioclasa, la presencia de cantidades considerables de piroxeno y algo de olivino, y por la falta de cuarzo. Es de grano fino, y a veces lo es tanto que no se percibe

ni siquiera con la lupa corriente. Su color varía de gris oscuro a negro. Una característica bien conocida (aunque no siempre presente) es su adiaclasamiento o crucero columnar, prácticamente hexagonal (Fig. 1-17). Cuando se meteoriza, el basalto adquiere tonalidades de rojo de herrumbre, como puede apreciarse en las zonas abandonadas de las canteras de basalto.

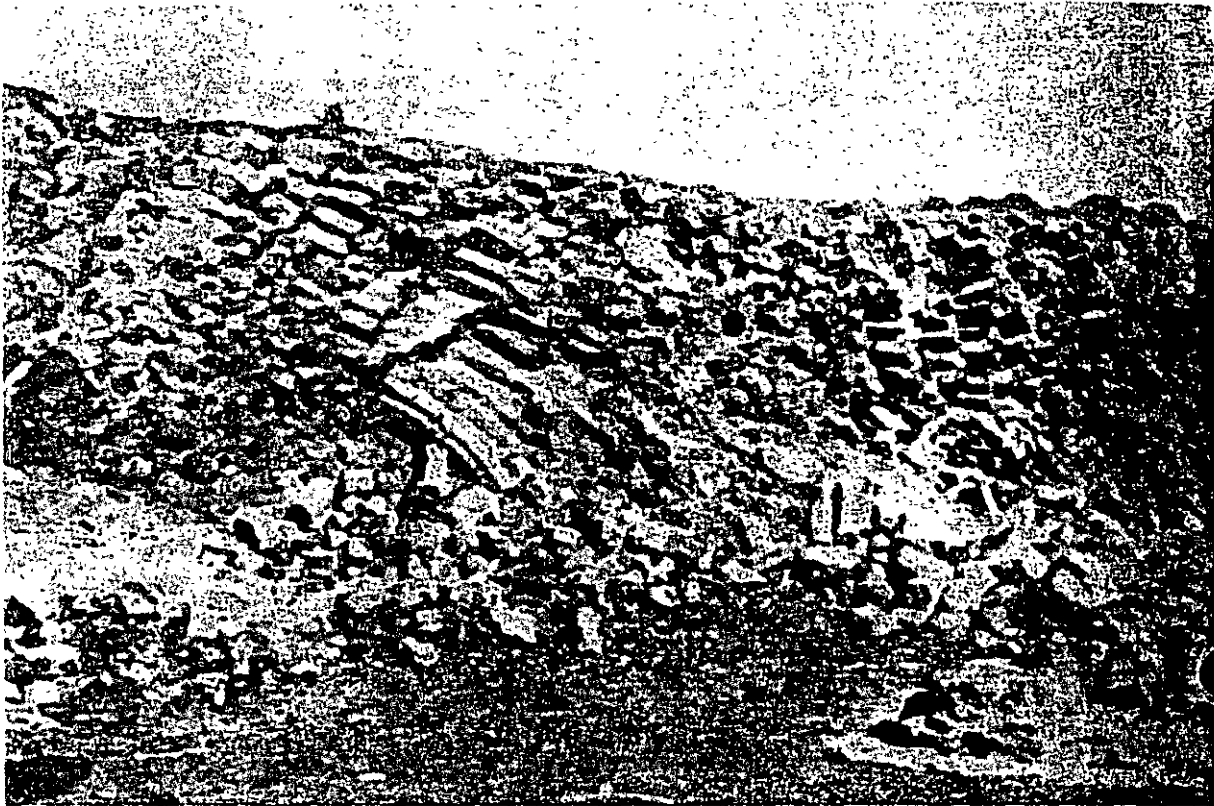


FIG. 1-17. Adiaclasamiento columnar en basaltos (en la proximidad de Klamath Falls, Oregon). (Véase también figura 2-9a.)

La *piedra pómez*, o pumita, es una de las rocas volcánicas vítreas, pero está dotada de textura pétrea o térrea con falta absoluta de cristales. Su estructura es muy vesicular o esponjosa (Fig. 1-18), y su peso específico consecuentemente bajo, permite que floten sus fragmentos en el agua. Como material de sustentación es francamente dudoso, como consecuencia de su reducida densidad y alta porosidad.

Todos los materiales no coherentes que lanzan los volcanes se conocen en general, como *cenizas*. (Las rocas de gran tamaño que ocasionalmente arrojan los volcanes pueden denominarse «bombas».) Si los fragmentos independientes de las cenizas quedan soldados o aglomerados por presión, o mediante cualquier otro agente, se forman las *tobas*. Es un material de grano fino, ligero de peso, de color gris a amarillo. Puede ser blando o muy

duro, según sea el grado de «aglomeración» experimentado. Las partículas de mayor tamaño arrojadas por un volcán pueden soldarse íntima y estrechamente entre sí y constituyen entonces una *brecha* o *aglomerado volcánico*.

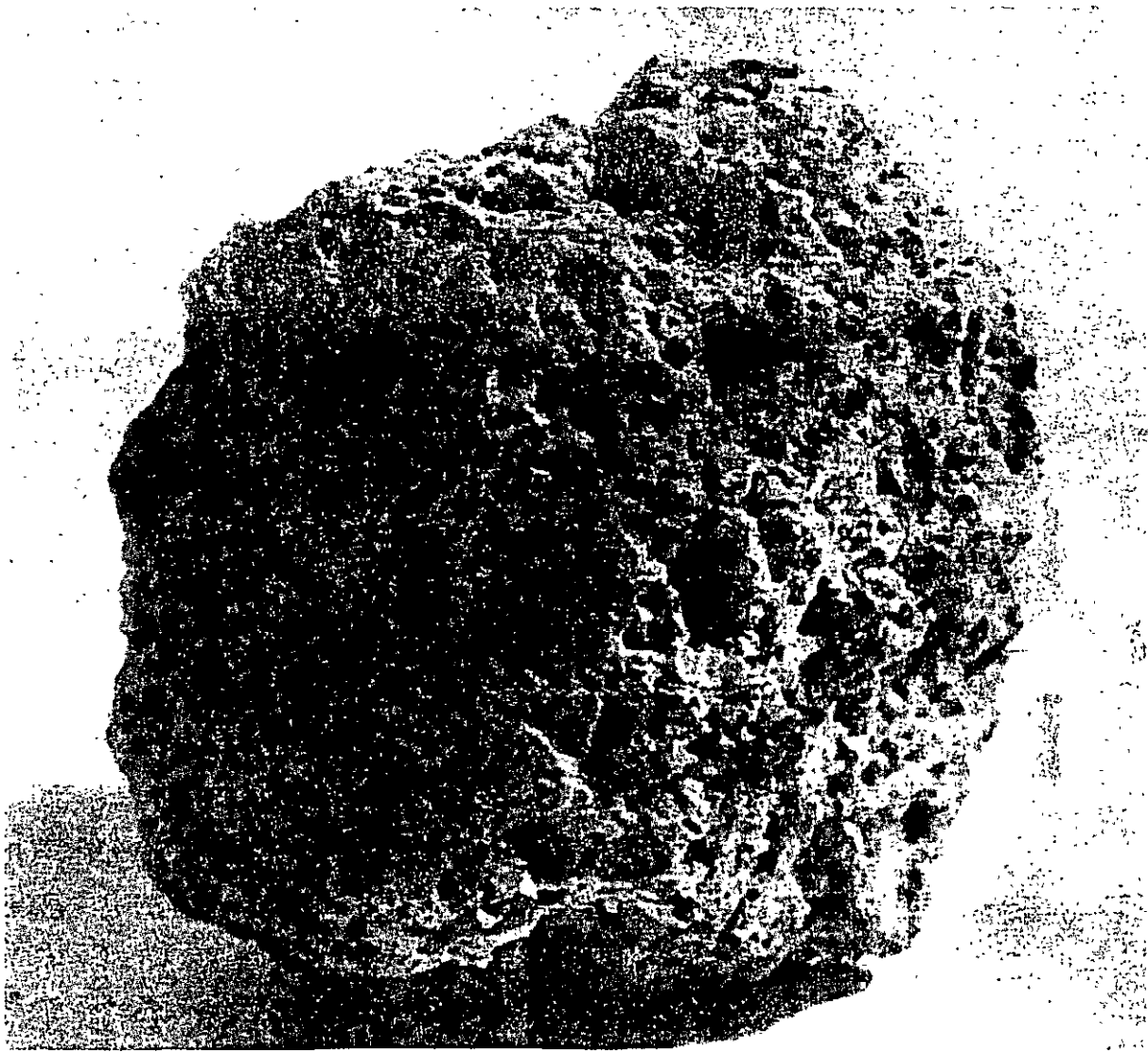


FIG. 1-18. Pómez, $\times 1$. (Fot. H. Howe.)

Por lo general, una brecha se compone de fragmentos angulares, de aristas vivas, de toda clase de rocas, volcánicas o no, como areniscas o granitos, a través de las cuales han sido lanzados los productos volcánicos.

Generalmente, las *brechas* volcánicas o *de deposición* (Fig. 1-19), clasificadas estas últimas como rocas sedimentarias (§ 1-10), constituyen buenos materiales de sustentación. Las *brechas de falla*, compuestas de fragmentos de rocas que han

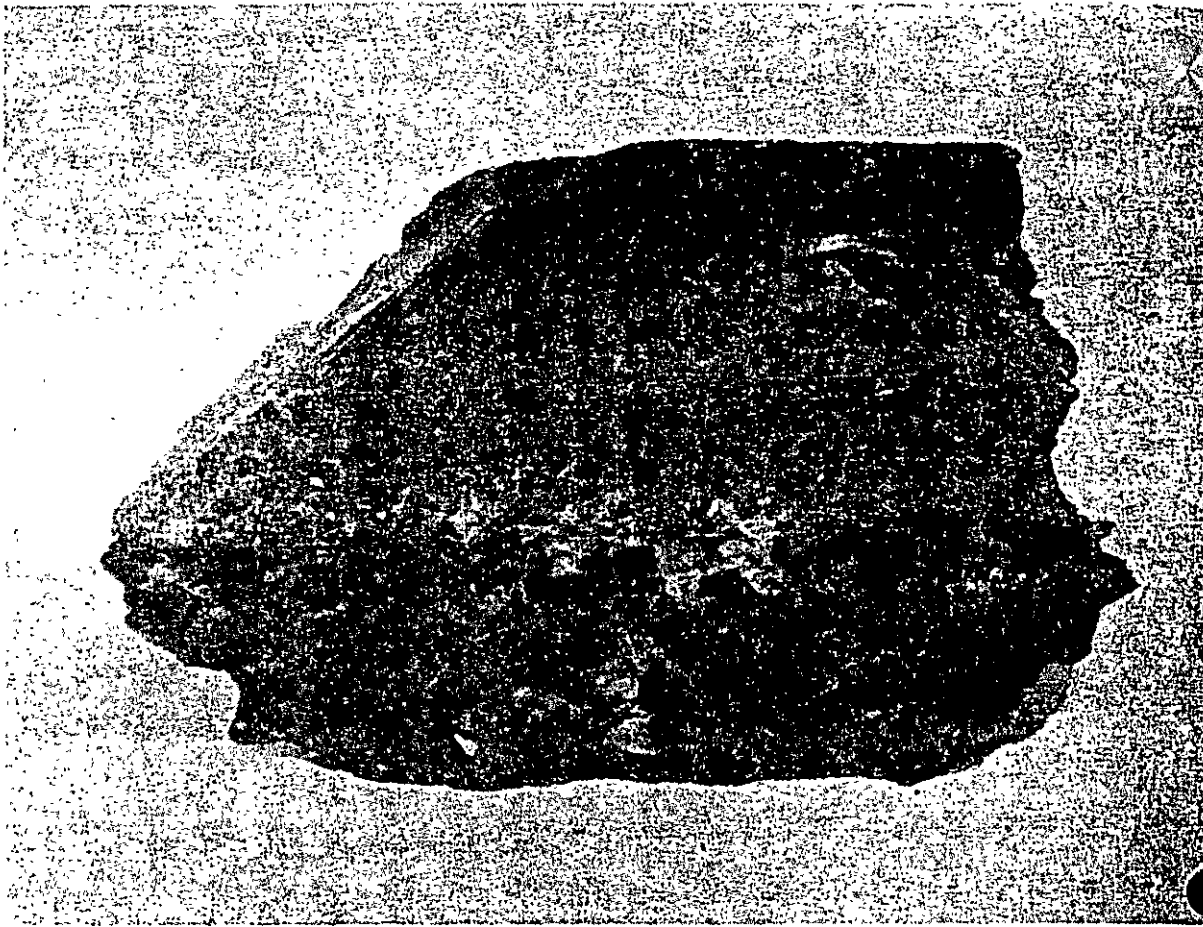


FIG. 1-19. Brecha de deposición. $\times 1 \frac{1}{2}$. (Fot. H. Howe.)

resultado rotas o desagregadas como consecuencia de fallamiento, se aceptan raramente como materiales de cimentación y apoyo, a menos que estén bien cimentadas y resulten competentes.

1-10. Rocas sedimentarias ^{3, 12-15}. Cuando los productos de desintegración y descomposición (§ 3-3) de cualquier tipo de roca son transportados y se vuelven a depositar y se consolidan o cimentan total o parcialmente, para constituir de este modo un nuevo tipo de roca; se clasifica el material resultante como *roca sedimentaria*. Esta clasificación abarca también las rocas que resultan de la precipitación química o la deposición de restos orgánicos en el agua. Los depósitos abandonados por la acción sedimentaria se suelen reconocer por su estructura en lechos o capas (estratificados), en oposición a la estructura generalmente compacta o masiva de las rocas ígneas. También es usual que se encuentren fósiles de animales (invertebrados en su mayor parte) y plantas, en las rocas sedimentarias, mientras que no existen en las ígneas. La designación general de «sedimentos» se aplica comúnmente a los depósitos procedentes de acción de aguas, viento o glaciares.

Los minerales, fragmentos de rocas o restos orgánicos que constituyen una roca sedimentaria se denominan «componentes». La roca está constituida por partículas o granos formados de esos componentes. Los tamaños y, a veces, la distribución de esas partículas (o granos) constituyen la base para la clasificación (o subdivisión) de las rocas sedimentarias. Conforme avanza la erosión de una masa de roca por acción de los agentes atmosféricos o químicos, va siendo gradualmente destruida, y los fragmentos que resultan varían mucho por lo que a sus tamaños se refiere. Cuanto más avanzado esté el proceso de abrasión tanto más pequeño será el tamaño de los fragmentos resultantes. De hecho, este tamaño (si se exceptúan las arcillas) suele proporcionar una clave en lo referente a la distancia del transporte experimentado (por el viento, el agua o los glaciares); cuanto más pequeño es el tamaño tanto mayor ha sido la distancia de transporte. Los diversos tamaños de granos encontrados en las rocas sedimentarias son, en orden descendente, el de bolos, cantos, gravas, arenas, limos y arcillas.

Bolos y cantos. Los mayores tamaños resultantes del proceso de erosión se denominan «bolos» o «cantos» según su tamaño. Según la clasificación de Wentworth^{12a} (aceptada por muchos geólogos, y que aparece en el cuadro 1-4), los fragmentos comprendidos entre 64 mm (unas 2 1/2 pulgadas)

CUADRO 1-4. TAMAÑOS DE FRAGMENTOS Y GRANOS Y ROCAS SEDIMENTARIAS CORRESPONDIENTES

Material ^v	Clasificación unificada por grados *	Gradación de Wentworth	Roca
Bolos	12 pulgadas **	10 pulgadas	de bolos
Cantos	3-12 »	64-256 mm	de cantos
Gravas	1/4-3 »	4-64 mm	conglomerado
Gránulos		2-4 mm	conglomerado
Arenas	0.074 mm-1/4 pulgada	1/16-2 mm	arenisca
Limos	menor de 0.074 mm	1/256-1/16 mm	limolita
Arcillas	menor de 0,074 mm	menor de 1/256 mm	arcillolita

* Excepto bolos y cantos (véase § 4-11).

** 1 pulgada = 2.54 cm ó 25.4 mm.

y 256 mm (unas 10 pulgadas) (25.4 cm) son cantos, y todos los fragmentos mayores de 10 pulgadas son bolos. Dos de las organizaciones de ingeniería más importantes de los Estados Unidos se han puesto de acuerdo para clasificar todos los fragmentos de roca redondeados entre 3 y 12 pulgadas (7,62 y 30,48 cm) de diámetro como *cantos*, y los que excedan de 12 pulgadas de diámetro como *bolos*.^{12c}

Al preparar los pliegos de condiciones para contratos de excavación y vaciado, estos organismos limitan a menudo el tamaño especificado para los bolos al de «una roca que no excede en volumen el de una yarda cúbica». Los fragmentos mayores se consideran entonces como «roca» y el contratista percibe el mismo precio por la excavación de estas rocas muy grandes que por la excavación de la misma roca en su lecho natural.

Grava, Arena, Limo, Arcilla. Estas clasificaciones se discuten en detalle en el capítulo 4.

Cemento de roca. Si cualesquiera de los tipos de fragmentos de roca que acabamos de describir aparecen ligados firmemente entre sí, esta ligazón puede ser la consecuencia de una acción *cementante*. La cementación de una masa de roca incoherente puede ser resultado de: 1) infiltración de aguas portadoras de diversos agentes químicos; 2) desintegración de algunos de los minerales de la propia masa para constituir nuevos minerales cementantes. Los tres cementos que se encuentran con más frecuencia en las rocas sedimentarias son la sílice o cemento silíceo, SiO_2 , el carbonato de calcio o cemento calizo, CO_3Ca , y la arcilla o cemento arcilloso. El cemento silíceo es el más resistente a la meteorización y acción de las aguas; y la arcilla, el menos duradero de entre los materiales cementantes. El cemento calizo constituye, por lo general, una roca duradera, pero puede ser lixiviado por aguas que contengan ácidos o dióxido de carbono.

Los cementos que el agua subterránea o cualquier otro medio ha insertado entre el material sedimentario, después de que éste ha quedado consolidado ya como roca, se denominan cementos *secundarios*. En algunos casos se da una aparente acción cementante en una roca sedimentaria que se debe meramente a la adhesión entre partículas arcillosas. Esta adhesión está originada por el peso de los materiales suprayacentes, puesto que no se ha introducido cemento secundario alguno. Si la roca resulta cementada por la introducción de minerales portadores de hierro, el cemento y, a veces, la roca se designan como ferruginosos. (Los efectos que los diversos tipos de cemento ejercen sobre la fortaleza de la roca son objeto de discusión en el § 2-5.)

Características de descascarillado o desmoronamiento. Algunas rocas se desmoronan en copos o partículas granulosas cuando por primera vez se ponen en contacto con el aire, proceso que se conoce con el nombre de *descascarillado* (*slaking*). Se produce un efecto semejante cuando se sumergen en agua determinadas rocas (de manera especial si la muestra de la roca ha sido desecada con anterioridad a su inmersión). Si son numerosas las partículas de roca que se desmoronan durante su inmersión habrá que considerarla como sospechosa, si es que ha de utilizarse como material de apoyo o basamento. Para discernir acerca de sus características, a este respecto, la roca debería mantenerse inmersa durante varios días. Las rocas sedimentarias que contienen porcen-

CUADRO 1-5. CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS SEGÚN SU TEXTURA *

Trama (Textura)	Componentes esenciales	Características de identificación	Nombre de la roca	
Clásticas (detriticas)	Materiales volcánicos	{ Frag > 32 mm Partículas < 4 mm	Aglomerado. Brecha	
	Gravas	Trozos de abrasión > 4 mm > 50 % arcilla < 25 %	Toba Conglomerado	
	Rocas. frag. minerales.	Trozos angulosos > 4 mm > 50 % arcilla < 25 %	Brecha	
	Frag rocas y arcillas	Del orden de tamaños grandes, por lo general sin clasificar, matriz de arcilla, a veces de arena, pero generalmente en mayor cantidad que los frag	Tillita o till	
	Arenas	Partículas < 4 mm > 1/4 mm > 50 % arcilla < 25 %	Arenisca, arcosa, cuarcita, grauwacke	
	Granos de calcita detritica	Calcita > 50 %, arcilla < 25 %	Caliza	
	Limos	Partículas < 1/4 mm > 50 %, arcilla < 25 %, compactas o estratificadas	Limolita	
	Minerales de las arcillas	}	Arcilla > 25 %, compactas a estratificadas. En su mayor parte arcillas y sericita, recristalización incipiente	Arcilla compacta Arcillolita
			Arcillas de montmorillonita. 75 % Arcillas de caolinita. 75 %	Bentonita Caolín
	Arcillas y calcita	Grano muy fino; carbonatos 25-75 %	Marga, margolita	
Cristalinas	Calcita	Carbonatos > 50 % de los cuales calcita > 50 %	Caliza	
	"	{ Basta a mc., compacta Fina a mc., porosa, firme desmenuzable	Greda	
	Calcita y arcillas	Grano muy fino; calcita 25-75 %	Marga, margolita	
	Carbonatos	Carbonatos > 25 %, compacta a terrosa	Caliche	
	Dólmia	Carbonatos > 50 %, de los cuales dolomía > 50 %, de gruesa a fina, compacta	Dolomía	
Calcedonia	Calcedonia > 25 %, mc. a crc., fractura concoidea, compacta	Sílex de calcedonia		
Amorfas	Ópalo	Ópalo > 50 %, masiva a faseada, compacta	Ópalo, sílex opalino, pedernal	
	Carbón amorfo	Fibroso, esponjoso o compacto, restos de plantas > 50 %, pardo-negruzco	Carbón	
Biofrag-mentarias	Conchas calizas	Conchas enteras o fragmentarias > 50 %	Lumaquela	
	Caparazones de diatomeas **	Caparazones de diatomeas > 50 %	Diatomita. Tierra de diatomeas	
	Cap. de foraminíferos **	Caparazones de foraminíferos > 50 %	Caliza de foraminíferos	
	Estructuras de algas **	Estructuras de algas > 50 %	Caliza de algas	
	Estructuras de corales **	Esqueletos de corales > 50 %	Caliza coralina	
	Restos de plantas parcial o totalmente carbonizados	Pardos o negros, esponjosos o compactos, los restos de plantas son fácilmente visibles	Turba	
	Negros masivos o fajeados, compactos, de apariencia casi metálica	Hullas y carbones bituminosos o antracíticos		
	Pardos o negros, fibrosos o compactos	Lignitos		

* Según R. C. Mielenz.

** Caparazones son las coberturas protectoras de algunos invertebrados. Los foraminíferos poseen armazones diminutos, pluricelulares, con numerosos agujeros o poros. Las algas son plantas acuáticas celulares. El coral tiene un esqueleto sólido, secretado, constituido por carbonato de calcio formado de invertebrados pequeños. Las diatomeas son plantas microscópicas que segregan materiales silíceos.

Abreviaturas empleadas en el cuadro: frag, fragmentos; mc microcristalino; crc criptocristalino; > mayor que o más de; < menor que o menos de.

tajes elevados de minerales arcillosos o de cementos arcillosos (rocas arcillosas) son las más susceptibles al descascarillado, tanto por la acción del aire como por la del agua.

Clasificación. En el cuadro 1-5 aparecen clasificadas las más importantes de entre las rocas sedimentarias, según los criterios de tamaño del grano, textura y estructura. Estas rocas se dividen en: *clásticas* (o «detríticas»), compuestas de fragmentos de rocas y minerales preexistentes; *finamente cristalinas*, la mayor parte de ellas con adiciones orgánicas; y algunas *amorfas* y *biofragmentarias*, compuestas por fragmentos de pequeños invertebrados. El término «roca» se emplea en el cuadro 1-5 en sentido puramente geológico (véase la introducción al capítulo 1). Las limolitas y las arcillolitas, tal como se designan en el cuadro, son denominadas frecuentemente «margas» (*shales*) en la práctica ingenieril. Varias de entre las rocas clasificadas en el cuadro se estudian como suelos en este texto.

Desde un punto de vista ingenieril las rocas más importantes entre las sedimentarias son las areniscas, calizas y margas. Es variable el tamaño de los granos en las *areniscas* (cuadro 1-4); según su textura pueden variar de grano fino a grueso. La estructura de una arenisca puede ser compacta, horizontalmente estratificada o de estratificación cruzada. En este último tipo de estructura, la estratificación aparece inclinada con respecto a las capas originales superior e inferior limítrofes del cuerpo pétreo. En general, se admite que las areniscas constituyen un material bastante apropiado (o competente) para basamentos. Deberían examinarse, sin embargo, en razón de la posible existencia de materiales más blandos (tales como limo), que estén intercalados entre las capas más duras. Las areniscas arcillosas pueden estar sujetas a descascarillado por la acción del aire o del agua.

Cuarcita. Según el concepto geológico moderno, la cuarcita es una arenisca que contiene más del 90 por ciento de cuarzo. La definición, anticuada pero que aún se usa mucho, restringe la aplicación de este término a una arenisca que está sólidamente cementada por sílice, al mismo tiempo que sus granos son, casi en su totalidad, también de sílice. Sometida a un examen superficial parecerá que la roca ofrece una textura entrelazada, pero un estudio detallado mostrará granos individualizados. Aquellas cuarcitas cuya formación es consecuencia de la acción de temperaturas y presiones muy altas se clasifican habitualmente como rocas metamórficas (§ 1-11), pero la mayor parte se consideran como rocas sedimentarias normales.¹⁴ Algunas cuarcitas pueden semejar calizas, pero son mucho más duras ($D = 6$) y no muestran reacción al ácido clorhídrico.

La *arcosa* es una variedad de arenisca, que contiene tantas partículas de feldespato como de cuarzo. Puede contener mica y, si está bien cementada, puede semejar un granito (de tal manera, que lleguen a ser necesarios estudios microscópicos para su diferenciación). En la *arcosa* los granos pasan, en

general, de angulares a subangulares, pero no posee el entrelazamiento que ofrecen los del granito.

La *grauwacka* es una arenisca, con frecuencia negra o de tonos oscuros, cementada por sílice o arcilla. Puede contener partículas y hojas de pizarras y margas. El color oscuro y su endurecimiento, extremo a veces, hacen que



FIG. 1-20. Conglomerado, $\times \frac{1}{3}$. (Fot. H. Howe.)

se la tome en ocasiones por una roca ígnea. Quizá uno de los más seguros métodos de identificación resida en el hecho de que las *grauwackas* se encuentren asociadas en general a margas pizarreñas y pizarras.^{12b} Generalmente constituyen adecuadas rocas de apoyo.

Conglomerado (Fig. 1-20) es un término que se aplica comúnmente a una roca compuesta en forma predominante de trozos de roca cementados, muy gruesos (0,635 a 7,62 cm), más bien redondeados; algunas veces muestran una gradación* muy completa de tamaño hasta partículas muy pequeñas. Por definición,^{12b} un 10 %, por lo menos, de los fragmentos redondeados deben exceder de 2 mm de diámetro. Si estos fragmentos no están redon-

* En ingeniería se considera un material de buena gradación cuando contiene partículas de tamaños gruesos, medios y finos en proporciones aproximadamente iguales.

deados, la roca se clasifica como una «brecha». Si están salpicados de cantos o bolos, redondeados y grandes, embebidos en una arcilla endurecida, lo que resulta es una *tillita* o *fanglomerado*. Si los fragmentos grandes consecuencia de la acción volcánica, es decir, de rocas que fueron lanzadas por un volcán, y aparecen cementados por fragmentos pequeños, la masa resultante recibe el nombre de *aglomerado* o *brecha volcánica*. Las rocas que contienen un porcentaje elevado de cantos o bolos reciben el nombre de *rocas de cantos* o *rocas de bolos* (cuadro 1-4). A menos que estén bien cementadas, cualquier roca de entre estos tipos de material puede meteorizarse intensamente en excavaciones profundas. Es aconsejable siempre verificar una prueba de inmersión en agua si es que se prevé una aplicación ingenieril para el conglomerado.

Entre las rocas constituidas por minerales del grupo de las arcillas, son las *margas pizarreñas* (*shales*) muchas veces motivo de máxima preocupación para los ingenieros.

Una *marga pizarreña* es una roca sedimentaria de textura laminar o laminada, con frecuencia de tonos oscuros, compuesta de manera predominante por partículas del tamaño de las arcillas, aunque puede contener una pequeña porción de tamaños arenosos o de limos. El grado de endurecimiento de una marga pizarreña es extremadamente variable y puede extenderse desde el de una roca blanda, lo bastante blanda como para poder ser rayada con la uña, hasta el de una roca tan dura que sólo puede arañarse con la hoja de una navaja. Su característica predominante es la elevada proporción de partículas finas de arcilla ($2 \mu^*$ o menos) y, por consiguiente, son en realidad *argilitas* (*claystones* o *mudstones*). Ahora bien, estas rocas pueden tener todas las mismas características que una marga pizarreña, pero *no* ofrecen la fisibilidad (facilidad de exfoliación) o laminación de ésta. Por tal razón existe considerable confusión en la clasificación de las margas pizarreñas. A pesar de todo, no es deseable suprimir el empleo de la designación «marga pizarreña» (*shale*) a causa de su frecuente empleo y aparición en la práctica y en la literatura (aunque se haya hecho en el cuadro 1-5). Las arcillas duras y los limos pasan a margas pizarreñas mediante procesos de adhesión, compacción y cementación. Cuando están sometidas a humedecimientos y desecaciones alternantes, las margas pizarreñas que estén insuficientemente endurecidas pueden retroceder al estado original de masas arcillosas, a menudo pegajosas, a partir de las cuales se habían formado. Los depósitos naturales de margas pizarreñas pueden variar de capas blandas, meteorizadas, que pueden ser excavadas por escarificadoras o arrancarraíces (máquinas construidas para desarraigar raíces o tocones) hasta rocas muy duras que requieren el empleo de explosivos para su extracción. Una marga

* El símbolo μ representa la «micra» o milésima parte de un milímetro. También se emplea el símbolo μ para representar el coeficiente de Poisson (§ 2-13).

pizarreña competente dará un sonido seco si se golpea con un martillo. Sus yacimientos naturales se presentan con frecuencia próximos a areniscas y limos, a los que pasan lateralmente y con los que alternan.



FIG. 1-21. Oquedades de disolución en un testigo de sondeos en caliza. $\times 1$. (USBR.)

Las *limolitas* son rocas compuestas primordialmente de granos de tamaños de limo (0,062 a 0,0039 mm),^{12b} y pueden asemejar en aspecto a las argilitas. Pero se distinguen, sin embargo, por su tacto áspero y como

arenoso, especialmente si se quebrantan entre los dientes. Las arcillas tienen aspecto liso, con escaso o ningún tacto áspero.

Las más importantes de entre las rocas sedimentarias del grupo de los sedimentos finos, denominados «cristalinos», son la caliza y la dolomía. Esta última roca se compone del mineral del mismo nombre (cuadro 1-1) y es un material apropiado para sustentación y basamento. La caliza se compone esencialmente de carbonato de calcio. Puede ser fina y cristalina, según se clasifica en el cuadro 1-5, pero su textura es variable y puede incluso aparecer brechificada. En algunas calizas los granos de calcita están ligados entre sí por cemento arcilloso. El color varia de blanco a amarillo y a pardo, pero el gris es el más corriente. La roca también puede variar desde ser impermeable al agua hasta ofrecer una textura floja y porosa (Fig. 1-21). Generalmente, la caliza es un buen material de sustentación, a menos que sea cavernosa. Puede esperarse la presentación de abundantes filtraciones si existieran calizas cavernosas bajo un cierre de presa o en un embalse. Los aviones de propulsión a chorro echarían a perder las pistas construidas con agregados a base de caliza (§ 8-21), a causa de que el intenso calor procedente de los chorros descompondría ésta. La greda (*chalk*) es una variedad floja de la caliza y en general no puede considerarse competente o adecuada como material de basamento para estructuras pesadas. La marga, otra «roca» caliza, se describe en el parágrafo 4-12.

1-11. Rocas metamórficas.^{3, 15-17} Las rocas formadas como consecuencia de recristalizaciones completas o incompletas (cambios en la forma de los cristales o en su composición) de rocas ígneas o sedimentarias debidas a influencia de agentes tales como temperaturas elevadas, altas presiones e intensos esfuerzos cortantes, obrando conjuntamente o por separado, son

CUADRO 1-6. CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS

Estructura y textura	Composición	Nombre de la roca
Masiva: Fajeada, constituida por lentejones alternantes	Diversos minerales tabulares, prismáticos y granulares (con frecuencia alargados)	Gneis
Granular, constituida por granos en su mayor parte equidimensionales	Calcita, dolomía, cuarzo, en partículas pequeñas	Mármol o cuarcita
Foliada u hojosa	Diversos minerales tabulares o prismáticos (generalmente alargados)	Pizarras, serpentina (roca), pizarras satinadas, filadíos



FIG. 1-22. Gneis. $\times \frac{1}{10}$. (Fot. H. Howe.)

rocas metamórficas. La existencia de estructuras laminares o foliáceas en rocas tales indica que los principales agentes que han intervenido en su formación son intensos esfuerzos cortantes. La foliación no es siempre apreciable a simple vista, pero el microscopio puede señalar líneas que denotan el esfuerzo o deformación. Aquellas rocas metamórficas que se han constituido sin estar sujetas a la acción de intensos esfuerzos cortantes ofrecen una estructura masiva. En el cuadro 1-6 aparecen las más corrientes entre las rocas metamórficas, subdivididas en dos tipos básicos con arreglo a sus estructuras.

Gneis. Aquellas rocas metamórficas en las que sus constituyentes ofrecen disposición fajeada se conocen generalmente con la denominación de gneis. La característica saliente de un gneis es su estructura (Fig. 1-22); los granos del mineral son alargados o laminares, y prevalece el fajeado. Algunas veces los gneis pasan a pizarras. Normalmente, constituyen buenos materiales para ingeniería, excepto los que contienen superabundancia de láminas de mica. Estos tipos no pueden utilizarse como piedra para construcción, a causa de su desagregación cuando quedan expuestos a las acciones atmosféricas, ni como elemento de un hormigón de cemento, a causa de su considerable capacidad de exfoliación y del efecto debilitante que esta característica ejercería en el hormigón.

La *pizarra micacea*, o *micacita* es una roca finamente foliácea que contiene un alto porcentaje de mica, la cual rige su estructura. Algunas veces aparecen incorporados cristales de otros minerales en los *planos de apizarramiento* que separan las hojas (Fig. 1-23a). Algunas pizarras pueden estar compuestas casi en su totalidad por sílice y entonces poseen una estructura casi completamente masiva (Fig. 1-23b). Según el alcance de la presión que hubo de soportar durante los procesos metamórficos (lo cual, con respecto a las rocas metamórficas, es un fenómeno correspondiente al de los esfuerzos preaplicados a los materiales ingenieriles), la pizarra puede resultar un

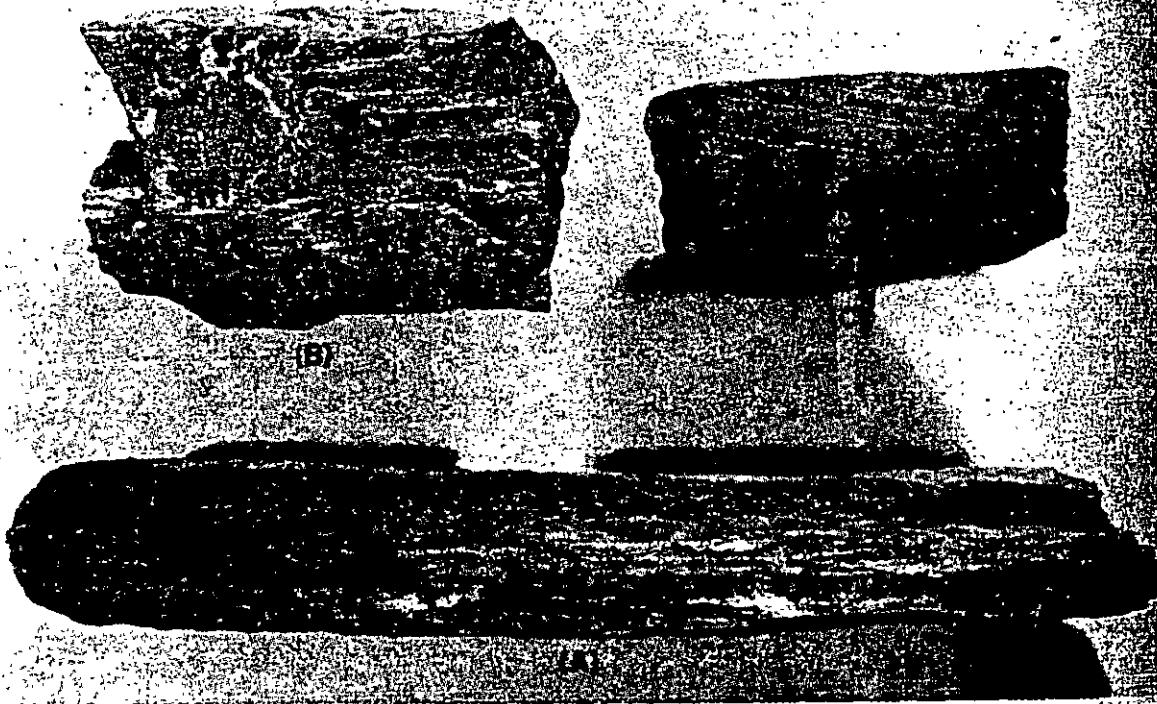


FIG. 1-23. Pizarra, $\times 1/3$. a) Pizarra micacita granatífera, b) pizarra cuarcítica y c) pizarra de moscovita-biotita. (Fot. H. Howe.)

material sumamente competente. Durante su extracción, sin embargo, los bloques pueden manifestar tendencia a abrirse a lo largo de los planos de pizarrosidad. Si sobre las pizarras ejercen su acción aguas en movimiento rápido, pudiera ser necesaria alguna protección que impida su «arranque natural» (explotación natural) como consecuencia de la acción de aquéllas. En general, la pendiente o buzamiento de los planos de apizarramiento de las pizarras difiere de la que es propia de la formación (Fig. 1-23 c). Ambas pendientes tienen importancia, especialmente en la investigación de las circunstancias que se presentan en los estribos de presas altas, puesto que el empuje del arco a lo largo de cualquiera de las superficies de buzamiento puede ocasionar deslizamientos (§ 15-17). Este tipo de buzamiento se observa también en otras rocas laminares, tales como las pizarras satinadas o lustrosas (*slates*).

La *pizarra lustrosa*, o pizarra de techar, es una roca laminar con textura extremadamente fina y de exfoliación muy fácil. A causa de esta última propiedad, se puede dividir y separar en láminas muy delgadas, y emplearse como material para techar. Como material de fundamento o sustentación, de construcciones, la pizarra lustrosa es excelente; sin embargo, es bueno tener en cuenta en la ejecución de excavaciones que pueden desprenderse grandes bloques si se socavan. Los *filadíos*, aunque físicamente análogos a las pizarras lustrosas, difieren algo por el brillo que les comunica la abundancia de láminas de mica, por ser más quebradizas y por una tendencia a su descomposición superficial bajo la acción atmosférica. Se han observado casos de hinchamiento en filadíos cuando se alivió la presión de la carga suprayacente como consecuencia de la excavación de un túnel.¹⁸

La *argilita* semimetamórfica ofrece un estadio intermedio en el endurecimiento de las arcillas, cuando pasan a pizarras. La única característica distintiva consiste en que los planos de separación de las argilitas son siempre paralelos a la estratificación de la formación conjunta, mientras que en las pizarras y filadíos estos planos pueden disponerse angularmente con respecto a los lechos de la formación.

El *mármol* es el producto final del metamorfismo de las calizas y otras rocas sedimentarias compuestas de carbonato de calcio o magnesio. Es muy pesado y exhibe una amplia variedad de colores, según las impurezas que lo acompañen. La fractura de la roca ofrece una superficie muy brillante (lustrosa) como consecuencia del gran tamaño de los cristales que habitualmente componen el mármol. Puede ser rayado por la navaja, y una gota de ácido clorhídrico, vertida sobre una placa de mármol, origina efervescencia. En el mármol dolomítico sólo se origina efervescencia si se ha reducido a polvo previamente. Para fines constructivos, se usa el mármol como revestimiento de paramentos de hormigón o albañilería, en exteriores, y para muros y pisos en interiores.

CUADRO 1-7. IDENTIFICACIÓN DE LAS ROCAS EN EL CAMPO
(sin la ayuda de la lupa)

(Las muestras deben estar exentas de meteorización y alteración)

Granos o cristales visibles a simple vista

	Partículas angulosas			Partículas redondeadas			Granos grandes dispersos			
	Grandes	Medias a finas	Muy finas	Hojosas o fajeadas	Grandes	Medias a finas	Muy finas	Redondeados	Angulosos	
Tonos claros	Pegmatita			Toba (contiene fragmentos de aspecto vítreo pero su apariencia es terrosa)			Felsita * (violeta +Q, y traquita -Q)		Micacitas (brillantes) Gneis (pueden contener partículas subangulares)	
	Granito (+Q, +F)* Granodiorita (+Q, +F)* Monzonita (-Q, +F)* Sienita (-Q, -F)* Mármol (reacciona al CIH) Arcosa (por lo general, en estratos)			Conglomerados (+10% de granos de más de 2 mm de diámetro)			Limolita		Brecha de deposición	
				Arcosa (por lo general, en estratos)			Cuarcita (no desmoronable y muy dura)		Brecha volcánica aglomerada brechosa de falla (puede contener arcilla)	
				Arenisca (estratificada) (si reacciona con el CIH = arenisca califera; si se hace resbaladiza cuando se humedece = arenisca arcillosa)						

Sin granos ni cristales dispersos visibles a simple vista

	Fractura áspera y desigual				Fractura de superficie laminar o suave (por lo general, estratificada)						
	Brillo vítreo	Brillo apagado	Brillante	Aspecto térreo	Laminar		No laminar				
Tonos oscuros (gris oscuro o verde a negro)	Cuarcita	Felsitas * (traquita, riolita)	Pizarra (foliácea)	Espanjosa, peso ligero	Porosa, peso moderado	Suave y resbaladiza al tacto en húmedo	No suave	Suave y resbaladiza en húmedo	No suave ni resbaladiza		
			Pómez	Ceniza volcánica	Greda (reacciona al CIH)	Marga pizarreña	Marga pizarreña lustrosa (apagada)	Filadio (lustrosa)	Argilita Olita Serpentina (por lo general, de aspecto graso, y a veces fajeada)	Reacciona al CIH	No reacciona al CIH
									Caliza Greda (terrosa)	Dolomita	

Granos o cristales visibles a simple vista

	Partículas angulosas		Partículas redondeadas o subangulosas	
	Fino a medio	Muy fino a vítreo	Grauwacka (de grano fino a medio) Areniscas oscuras	
	Peridotita (-Q, -B) * Gabbro (-Q, -B) * Diorita (-Q, +B) * Diabasa (-Q, +B) * (a veces denominada dolerita)	Andesita * Basalto * (generalmente vesicular)		

Sin granos ni cristales dispersos visibles a simple vista

	Brillo vítreo	Aspecto mate, laminada	Aspecto mate, no laminada
	Obsidiana	Suave al tacto si está húmeda	No suave al tacto
	Marga pizarreña	Marga pizarreña (flexible) Pizarra (quebradiza) (mate) Filadio (satinada)	

1-12. Identificación de las rocas en el campo. En el cuadro 1-7 se ofrece un método simplificado de identificación de rocas compuesto para el observador que no posea microscopio o lupas y que tenga sólo conocimientos elementales de geología. Se ha preparado de manera que queden registradas aquellas características que saltarán a la vista de cualquier persona cuando coja una roca. Se apoya principalmente en la textura y la estructura. El usuario debe tener en cuenta, sin embargo, que muchas de las variedades de rocas que se muestran pueden ofrecer ocasionalmente variaciones de color o de tránsito a otras texturas, que situarían determinada roca en el apartado de «tonos oscuros» en vez del de «tonos claros» que le correspondería normalmente, o, del mismo modo, en la categoría de grano «fino a medio» en vez de la suya normal de «muy fino». Todas las rocas que se hayan de clasificar deberían ser muestras «frescas», es decir, sujetas apenas a meteorización o alteración. Se notará que algunas rocas ígneas, tales como el granito, granodiorita, monzonita, etc., no pueden ser separadas y diferenciadas a base de clasificaciones textural-estructurales. Pero tal tipo de distinción es raramente necesario por lo que a las propiedades ingenieriles de las rocas se refiere. Por ejemplo, un granito y una monzonita ofrecerán aproximadamente las mismas características de resistencia si se consideran desde el punto de vista de material de apoyo o sustentación.

Nos damos cuenta de que muchos petrógrafos disientirán con respecto al método de clasificación expuesto y podrán presentar muchos ejemplos de casos en que el cuadro no es absolutamente exacto. Sin embargo, se ha ideado para que el ingeniero de tipo medio quede capacitado para establecer una clasificación aproximada de las rocas, y para que, basado en su experiencia del pasado, pueda apreciar sus propiedades ingenieriles. Creemos que en las descripciones expuestas para los diversos tipos de rocas encajarán los casos más *corrientes* de presentación de las mismas.

Notas correspondientes al cuadro 1-7

* Las rocas señaladas con el asterisco pueden contener a veces cristales grandes empastados en un fondo o matriz de grano muy fino, y ocasionalmente cristales muy grandes en un fondo o pasta de grano medio; en cualquiera de los dos casos se añade la designación *porfídica* al nombre de la roca; por ejemplo: *sienua porfídica*.

- (+Q) = contiene numerosos cristales blancos o incoloros de cuarzo.
- (-Q) = contiene poco o nada de cuarzo
- (+F) = contiene abundantes cristales de feldespato blanco o color carne
- (-F) = contiene poco o nada de feldespato.
- (+B) = contiene abundantes láminas de mica negra.
- (-B) = contiene escasa o ninguna mica negra

PROBLEMAS GEOTECNICOS EN ROCAS IGNEAS

INTRUSIVAS: Granitos, dioritas y gabros

- Profundidad de meteorización
- Alteración hidrotermal
- Alto grado de fracturamiento y argilitización
- Exfoliación (por liberación de esfuerzos)
- Fracturamiento bastante regular con dos o más sistemas
- Permeabilidad

EXTRUSIVAS:

- Depósitos volcánicos recientes
 - secuencias anisotrópicas (lavas, piroclastos)
 - capas débiles (cenizas, tobas)
 - suelos fósiles
 - espesores delgados de lava
 - diaclasas de enfriamiento (estructuras columnares)
 - vesículas, ductos y cavidades
 - depósitos heterogéneos (brechas)
 - variaciones en resistencia, deformabilidad y permeabilidad (tobas, brechas)
 - seudoestratificación
 - depósitos de ceniza metaestables
 - alteración (p.e. tobas básicas a bentonita)
 - tubificación
- Depósitos volcánicos antiguos
 - fracturamiento
 - alteración meteórica
 - permeabilidad

PROBLEMAS GEOTECNICOS EN ROCAS SEDIMENTARIAS CLASTICAS

LUTITAS

Sus propiedades mecánicas dependen de:

- contenido mineralógico (relación arcilla-cuarzo)
- tipo de arcilla predominante (actividad)
- grado de compactación (menos resistentes)
- grado de cementación (más resistentes)
- grado de fracturamiento y deformación
- edad de la roca

Problemas:

- fisilidad (lutitas con mica)
- blandas (lutitas carbonosas)
- desintegración por intemperismo (lutitas con bajo grado de compactación)
- desmoronamiento (contracción)
- deformables (baja capacidad de carga)
- baja resistencia al esfuerzo cortante
- expansión (lutitas con montmorillonitas, pirita y marcasita)
- facilidad de erosión
- estratificación y grado de fracturamiento
- anisotropía
- solubilidad (lutitas con yeso)
- gases (lutitas carbonosas)
- fluencia plástica (creep)

PROBLEMAS GEOTECNICOS EN ROCAS SEDIMENTARIAS CLASTICAS

ARENISCAS

Sus propiedades mecánicas e hidráulicas dependen de:

- cantidad de cementante o matriz
- porosidad
- composición de los granos de arena
- grado de compactación
- contenido de agua
- grado de alteración
- edad de la roca

Problemas:

- sistemas y grado de fracturamiento
- estratificación y plegamiento
- asociación con lutitas (baja resistencia, bufamiento)
- tubificación
- disgregación (areniscas no cementadas)
- alteración por meteorización
- baja resistencia y alta deformabilidad (no cementadas)
- permeabilidad

PROBLEMAS GEOTÉCNICOS EN ROCAS SEDIMENTARIAS

QUIMICAS (calizas, dolomías, greda, caliche, evaporitas, margas)

Sus propiedades mecánicas dependen de:

- edad de la roca
- porosidad
- mineralogía
- grado de fracturamiento y plegamiento
- espesor de los estratos

Problemas:

- Permeabilidad (disolución y fracturamiento)
- fluencia plástica (evaporitas y greda)
- cavernas de disolución (con o sin relleno) karst
- presencia de lutita interestratificada
- resistencia al esfuerzo cortante (lutitas y yeso)
- grado de fracturamiento y estratificación
- hundimientos superficiales (karst)
- asentamientos y deformación pequeña (greda)
- expansión (evaporitas con anhidrita)
- disolución rápida (yeso)
- desmoronamiento en presencia de humedad (margas)

PROBLEMAS GEOTECNICOS EN ROCAS METAMORFICAS

Pizarras, filitas y esquistos

- orientación preferencial (foliación y esquistocidad)
- bandas de minerales laminares (clorita, mica)
- fisilidad (pizarras)
- anisotropía (resistencia y deformabilidad)
- fracturamiento y deformación intensa
- alteración meteórica
- presencia de minerales de baja resistencia al esfuerzo cortante (esquistos de clorita, taleo y sericita)

Gneiss

- alteración meteórica
- bandas gruesas de minerales laminares (micas)
- fracturamiento

cuarcita, hornfels

- sólo problemas asociados al grado de fracturamiento

Mármol

- las mismas características de las calizas

El ensayo de compresión simple

Este ensayo consiste en colocar una probeta de suelo cilíndrica o prismática en una prensa ordinaria y romperla a compresión, sin ningún confinamiento lateral, es decir con $\sigma_3 = 0$. Sólo puede llevarse a cabo sobre arcillas, limos o suelos predominantemente cohesivos, dado que de otro modo, en ausencia de confinamiento lateral la probeta podría desmoronarse sola.

El ensayo es muy rápido, y aunque la probeta esté en contacto directo con el aire, por la rapidez con que se alcanza la rotura y por la impermeabilidad de los suelos ensayados con este procedimiento, se puede suponer que no se produce disipación de las presiones intersticiales generadas en el interior de la muestra.

En la Figura 2.56 se muestra el círculo de Mohr en tensiones totales que se obtiene en un ensayo de este tipo. La tensión total menor σ_3 es nula, y la resistencia a la compresión simple (denominada habitualmente q_u), es el desviador de tensiones ($\sigma_1 - \sigma_3 = \sigma_1 = q_u$). El radio del círculo de Mohr será la resistencia al corte sin drenaje, S_u .

En este ensayo se mide el incremento de tensión total vertical $\Delta\sigma_1$ y la deformación axial ϵ_u , siendo habitual representar la curva tensión-deformación correspondiente. En función de la resistencia a la compresión simple las arcillas pueden clasificarse según el Cuadro 2.8.

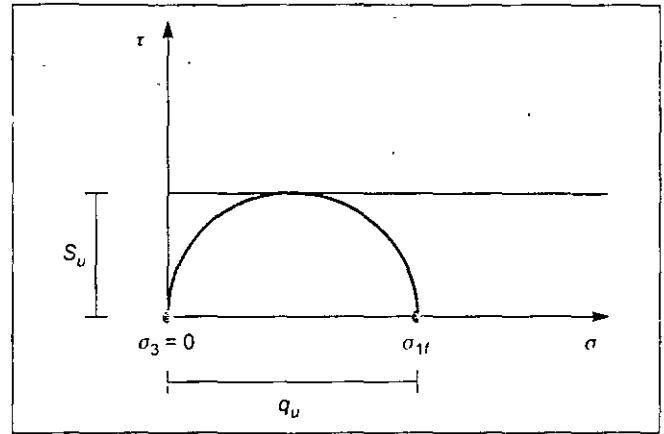


Figura 2.56 Círculo de Mohr en tensiones totales de un ensayo de resistencia a la compresión simple.

Clasificación de las arcillas en función de su resistencia

Consistencia de la arcilla	Resistencia a la compresión simple (kPa)
Muy blanda	< 25
Blanda	25-50
Medianamente firme	50-100
Firme	100-200
Muy firme	200-400
Dura	> 400

CUADRO 2.8

2.1

Influencia de la mineralogía y la fábrica en las propiedades geotécnicas de los suelos

Los suelos están formados por partículas sólidas, fluidos, gases y espacios vacíos, pudiéndose clasificar en función del tamaño de las partículas en dos tipos, como se ha definido en el Apartado 2.2:

- **Suelos de grano grueso o granulares** (con tamaño de grano predominante superior a 0.075 mm), formados principalmente por cuarzo, feldespato y calcita; y sulfatos, sales y vidrios volcánicos, con menos frecuencia.
- **Suelos de grano fino o suelos finos** (con un porcentaje superior al 50 % de tamaño igual o inferior a 0.075 mm), formados principalmente por

limos y minerales de arcilla, como caolinitas, illitas, esmectitas y materia orgánica, entre otros.

Ambos tipos de suelo se diferencian a partir del análisis granulométrico. Las partículas de los suelos granulares suelen comportarse de forma estable y resistente (Figura 2.57), mientras que los suelos finos forman estructuras laminares, de comportamiento muy variable, siendo geotécnicamente inestables. Los suelos granulares no son plásticos y la resistencia depende básicamente del ángulo de rozamiento interno, que a su vez está condicionado por la forma, tamaño y grado de empaquetamiento de las partículas sólidas, conside-

Otras propiedades como la densidad, porosidad, cambios de volumen, compresibilidad, etc., dependen igualmente de los factores geológicos que se enumeran en el Cuadro 2.9.

Minerales de arcilla de interés geotécnico

Los minerales de arcilla son silicatos hidratados de aluminio. Se clasifican dentro del grupo de los filosilicatos, caracterizados por su estructura en capas. Existe una amplia gama de familias de minerales con propiedades físicas y químicas muy diversas, aunque la mayoría tienen en común hábitos con morfologías aplanadas y exfoliación perfecta entre láminas, como consecuencia de su estructura en capas.

El tamaño de los cristales es muy pequeño, inferior a $2 \mu\text{m}$; son los minerales más abundantes en la superficie de la Tierra, formando parte de los suelos y de las rocas sedimentarias de grano fino.

La estructura de estos minerales está constituida por dos tipos de capas unidas entre sí por oxígenos comunes, una formada por tetraedros que se enlazan con los tres oxígenos de los vértices basales, que tiene un espesor de 3 \AA , y otra formada por octaedros unidos entre sí por aristas comunes, cuyo espesor es de 4 \AA . El centro de los tetraedros está ocupado por Si^{4+} sustituidos frecuentemente por Al^{3+} y esporádicamente por Fe^{3+} . El centro de los octaedros está ocupado normalmente por Al^{3+} , Mg^{2+} y Fe^{2+} , a veces por Fe^{3+} , Li^{+} y otros elementos de transición. Para mantener la neutralidad eléctrica el Al^{3+} ocupa dos tercios de las posiciones octaédricas, mientras que el Mg^{2+} ocupa la totalidad, diferenciándose minerales dioctaédricos si contienen aluminio o trioctaédricos si contienen magnesio.

Los minerales de arcilla se diferencian en varios tipos en función del número de capas fundamentales de su estructura, distinguiéndose a su vez varias especies en algunos grupos de acuerdo con el grado de ordenamiento y tipo de las sustituciones isomórficas.

TIPO 1.1

Grupo del Caolín. Tienen una composición $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, con una capa tetraédrica ocupada por Si^{4+} y una octaédrica ocupada por Al^{3+} con un espesor de 7 \AA ; se trata por lo tanto de minerales dioctaédricos que apenas presentan sustituciones isomórficas, aunque se diferencian varias especies en función del grado de desorden en el apilamiento de las capas (Figuras 2.58 y 2.59). La **caolinita** cuando está bien ordenada aparece formando columnas pseudo hexagonales. La **halloysita** pertenece a este grupo; muestra un alto grado de desorden, encontrándose una varie-

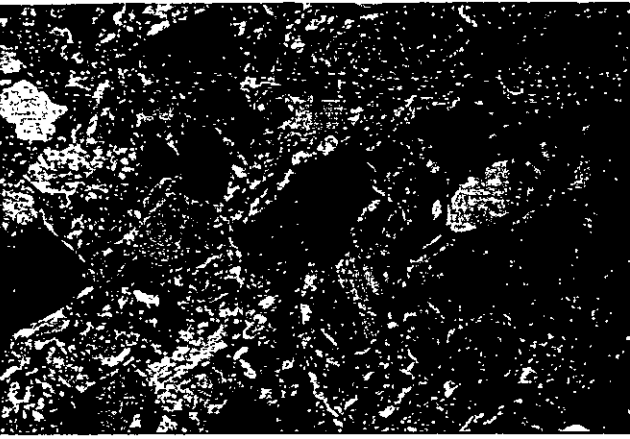


Figura 2.57 Estructura de suelos granulares de las arcosas de Madrid al microscopio óptico (cortesía de S. Legey).

rándose a estos suelos como **friccionales**; los suelos finos son plásticos, y la resistencia depende tanto del rozamiento interno entre las partículas sólidas, como de las fuerzas de cohesión existentes entre las mismas, por lo que también se los denomina **suelos cohesivos**.

Factores geológicos condicionantes de las propiedades geotécnicas de los suelos

Factores geológicos	Características principales
Tipo de suelo	<ul style="list-style-type: none"> — Suelos residuales y roca madre. — Suelos transportados y medio de transporte.
Ambiente de formación	<ul style="list-style-type: none"> — Granulometría y porosidad. — Contenido en humedad. — Geoquímica del agua intersticial. — Presión de confinamiento y temperatura.
Composición mineralógica	<ul style="list-style-type: none"> — % minerales de arcilla. — Fórmula estructural. — Superficie específica, carga eléctrica e intercambio iónico. — Composición del agua intersticial.
Fábrica del suelo y transformaciones post-sedimentarias	<ul style="list-style-type: none"> — Estructura y microfábrica de suelo. — Discontinuidades. — Meteorización. — Cambios diagenéticos. — Consolidación y carga de sedimentos.

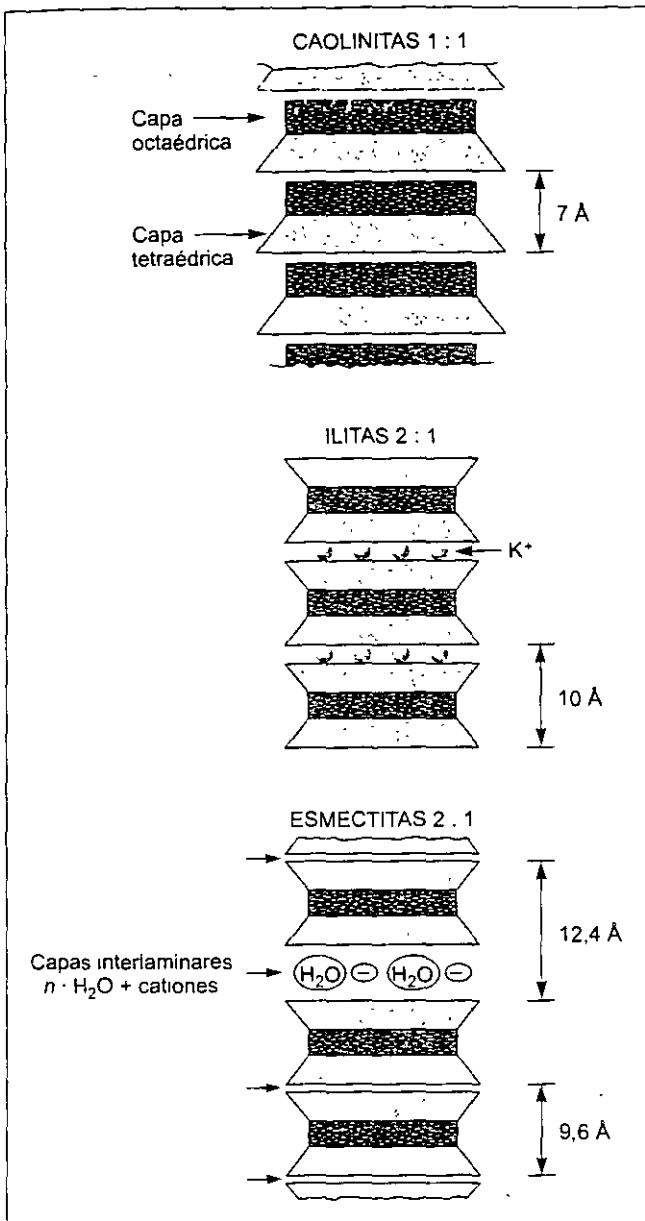


Figura 2.58 Estructuras de las caolinitas, illitas y esmectitas.

dad a 7 Å y otra a 10 Å. Esta última incorpora una capa de agua de 2.9 Å entre dos capas tetraédricas-octaédricas de 7 Å. La capa de agua se pierde irreversiblemente a 60°, reduciéndose el espaciado a 7 Å. La halloysita presenta frecuentemente morfologías tubulares, y en otros casos formas irregulares o globulares (Figura 2.60).

■ TIPO 2.1

Tienen una estructura formada por dos capas tetraédricas y una capa octaédrica intercalada, formando un «sándwich» con un espaciado basal de 9.5 Å.

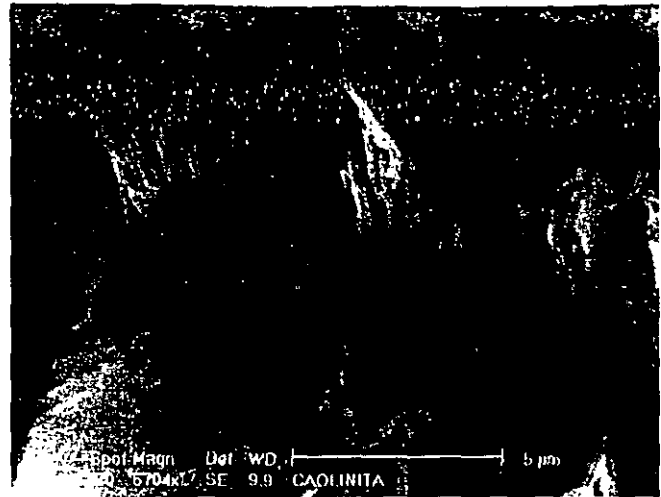
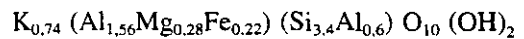


Figura 2.59 Caolinita al microscopio electrónico (cortesía de S. Leguey).



Figura 2.60 Halloysita al microscopio electrónico (× 205.200) (foto L. González de Vallejo).

Grupo de la illita. Tiene un espaciado basal de 10 Å (Figuras 2.58 y 2.61) con una carga laminar comprendida entre 0.9-0.7, mostrando muchas similitudes con las micas, especialmente con la moscovita. La composición es muy variada, hasta el punto de ponerse en duda su existencia como mineral en rocas sedimentarias, hablándose de minerales ilíticos. Sin embargo, se mantiene el nombre por sus implicaciones en los interestratificados con las esmectitas. Una fórmula media simplificada tendría la siguiente composición:



Las partículas detríticas tienen morfologías densas planares, aunque se han descrito illitas fibrosas de origen diagenético en areniscas.

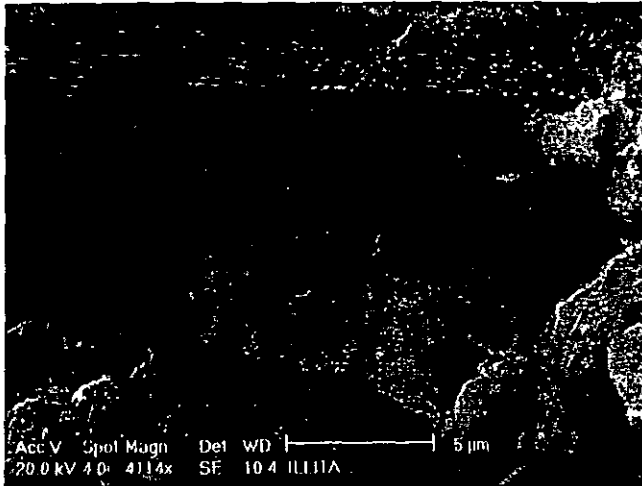


Figura 2.61 Illita al microscopio electrónico (foto S. Leguey).

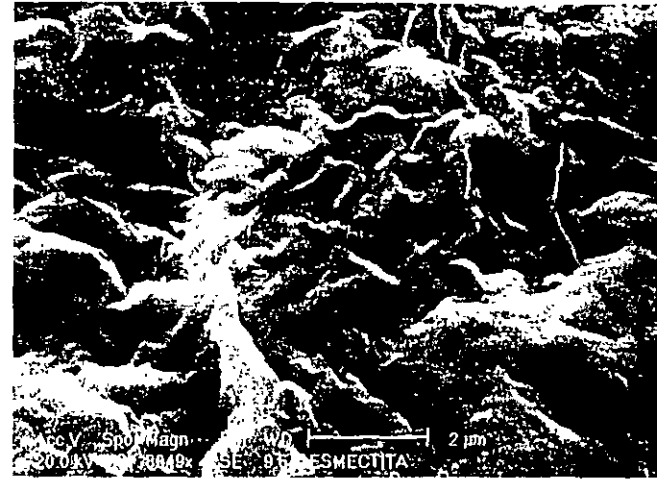


Figura 2.62 Esmectita al microscopio electrónico (cortesía de S. Leguey).

Grupo de las Esmectitas. Tienen una composición $Al_4 Si_4 O_{10} (OH)_8$ con dos capas tetraédricas ocupadas por Si^{4+} y una octaédrica ocupada por Al^{3+} . Se caracterizan por tener una carga laminar comprendida entre 0.6 y 0.3; así como la presencia de cationes débilmente hidratados, lo que favorece la penetración de moléculas de agua.

Entre las esmectitas dioctaédricas la **montmorillonita** es el mineral más frecuente; la carga laminar es octaédrica como se deduce de la fórmula estructural ideal: $Na_{0.33} (Al_{1.67} Mg_{0.33}) Si_4 O_{10} (OH)_2$. Destaca en las esmectitas la propiedad de incorporar agua de hidratación desde 0 al 100 % de humedad. Los cationes interlaminares quedan rodeados de moléculas de agua incrementando el espaciado basal. La Na-esmectita-anhídrica, tiene un espaciado basal de 9.6 Å y pasa a ≈ 12.4 Å, 15.2 Å y 18 Å, cuando incorpora 1, 2 ó 3 moléculas de agua, respectivamente. Durante la expansión de la esmectita el catión interlaminares puede ser reemplazado por otro catión (Figuras 2.58 y 2.62).

■ IDENTIFICACIÓN DE MINERALES DE ARCILLA

Los métodos más utilizados son la difracción de Rayos X, el análisis térmico diferencial y la microscopía electrónica, cuya descripción se puede consultar en Grim (1962).

Propiedades físico-químicas

Las propiedades físico-químicas de los minerales de la arcilla se relacionan con los procesos de intercambio en la región interlaminares, y con el tamaño de los cristales y agregados de las partículas arcillosas. Los procesos de adsorción e intercambio de cationes son los causantes de la hidratación e hinchamiento del es-

paciado basal, y dependen de la capacidad de intercambio catiónico, que se expresa en centimoles de carga (+) por kilo.

El **tamaño** de las partículas arcillosas es muy pequeño y oscila entre decenas de Å y algunas μm , dando lugar a una elevada superficie específica, donde se producen interacciones electrostáticas en función del pH, de los cationes de cambio y de la salinidad del medio.

La **superficie específica** (área de la superficie por unidad de masa) se expresa en m^2/g , diferenciándose una superficie externa donde se producen las interacciones relacionadas con las cargas superficiales y con los bordes rotos de las partículas, y la superficie interna donde tienen lugar los intercambios interlaminares.

La **carga eléctrica** que poseen los minerales de arcilla es una de las propiedades más importantes que intervienen en la interacción entre las arcillas. El origen de esta carga se debe a tres factores relacionados con la estructura y formación de los minerales:

- Defecto de carga en la superficie de las arcillas producida por sustitución isomórfica.
- Absorción de aniones o cationes debida a las imperfecciones en la superficie del cristal, especialmente en los bordes de las arcillas.
- Ionización de la superficie, principalmente en hidroxilos (Al-OH o/y Mg-OH), que actúan como electrodos reversibles de H^+ u OH^- en los bordes de los cristales. La carga eléctrica negativa es la que determina la forma de la interacción entre las láminas de arcilla y su capacidad de absorción catiónica.

Existen numerosas especies de minerales de arcilla como consecuencia de las variaciones de composición producidas por sustituciones isomórficas, que tienen

lugar en la capa tetraédrica, donde el Si^{4+} es sustituido por el Al^{3+} , y en la capa octaédrica, donde el Al^{3+} a su vez, es reemplazado por el Mg^{2+} y el Fe^{2+} .

Para compensar el exceso de carga negativa y mantener la neutralidad de la estructura se incorporan cationes monovalentes (Na^+ y K^+) y divalentes (Ca^{2+} y Mg^{2+}), que se sitúan en una nueva capa denominada **laminar**, incrementando el espaciado basal. El valor de la **carga laminar** permite distinguir varios grupos de minerales, que se diferencian fundamentalmente por el tipo y las características del catión o cationes interlaminares y su incorporación en forma anhidra o hidratada. La carga laminar en el grupo de las micas es aproximadamente 1, desciende a 0.8 en el grupo de la illita y alcanza valores inferiores a 0.6 para el grupo de las esmectitas.

Los minerales de arcilla tienden a reemplazar al Si o al Al por otros elementos dentro de su red cristalina. Esta propiedad conocida como **sustitución isomórfica** se produce cuando un ion, perteneciente a la lámina de arcilla, es sustituido por otro ion de igual tamaño pero con valencia inferior (normalmente Al^{3+} por Si^{4+} , Mg^{2+} por Fe^{3+}) produciéndose un defecto de carga en la superficie de dicha lámina, y una ligera deformación en la red, al no tener los iones idéntico tamaño. Esta sustitución conduce a un aumento de carga negativa en la superficie de la arcilla. Para compensar dicho defecto de carga, así como para conservar la neutralidad eléctrica y satisfacer los enlaces rotos en los bordes de los cristales, las arcillas atraen cationes y aniones de cambio, colocándolos en sus superficies y, en algunos casos, en su celdilla unidad. La suma de todos los cationes de cambio que un mineral puede absorber se denomina **capacidad de cambio catiónico** o de intercambio iónico. La máxima cantidad de cationes de intercambio para cada tipo de arcillas es constante y se expresa en mili-equivalentes por 100 gramos de arcilla seca a 110°C ($=\text{cmol}(+) \text{Kg}^{-1}$).

En el Cuadro 2.10 se muestran los valores medios de estas propiedades para los principales minerales de la arcilla.

CUADRO 2.10

Propiedades físico-químicas de los minerales de la arcilla

Mineral	Capacidad de cambio catiónico meq/100 g	Superficie específica (m^2/g)		
		Externa	Interna	Total
Esmectita	80-150	50	750	800
Illita	10-40	25	2	27
Caolinita	1-10	15	0	15

en las propiedades geotécnicas de los suelos. La composición mineralógica de las arcillas es el factor que mayor influencia ejerce sobre las propiedades geotécnicas, como la plasticidad, resistencia, compresibilidad, cambio de volumen, etc.

La cantidad de agua adsorbida por los minerales de la arcilla depende de la capacidad de cambio catiónico y de la superficie específica. Las moléculas de agua se unen a la superficie de las partículas por enlaces dipolares que favorecen la agrupación de las partículas rodeándolas de una película de agua. La debilidad de los enlaces dipolares permite el desplazamiento de las partículas cuando se aplica una presión. En la Figura 2.63 se muestra la posición de distintos tipos de arcillas en la carta de plasticidad de Casagrande. Las plasticidades más bajas corresponden a las caolinitas y las más altas a las esmectitas, siendo las montmorillonitas sódicas las más elevadas dentro de este grupo.

Propiedades geotécnicas y composición mineralógica

Las arcillas son materiales geotécnicamente problemáticos al depender su comportamiento de la composición mineralógica y de las condiciones geoquímicas y ambientales del medio. Estos factores con frecuencia sufren alteraciones, por ejemplo si se modifica la composición química de las aguas pueden tener lugar reacciones dentro de la estructura mineral y cambios

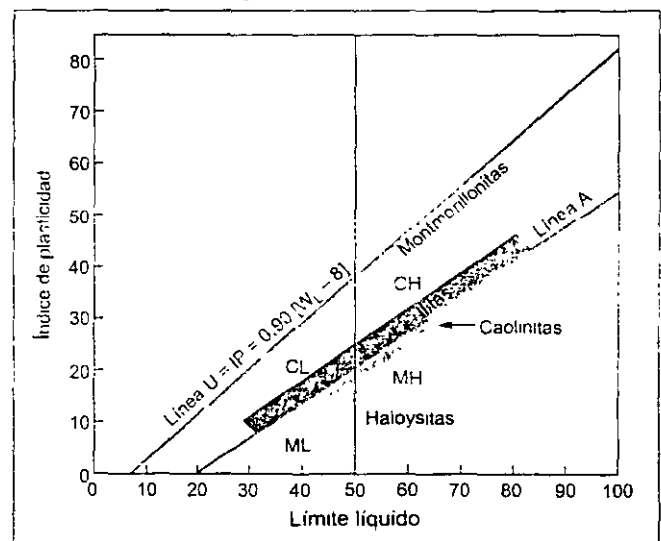


Figura 2.63 Influencia de la composición mineralógica en la plasticidad (Day, 1999).

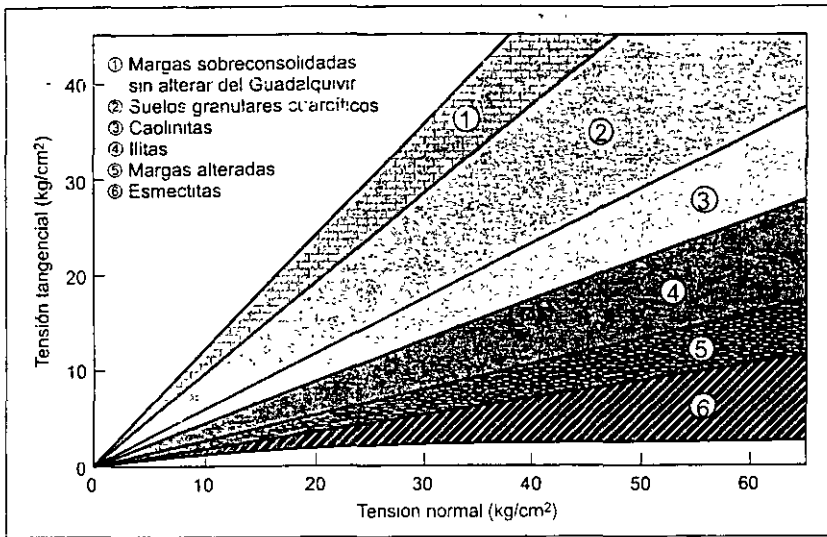


Figura 2.64 Influencia de la mineralogía en la resistencia (Tsigè, 1999).

La **actividad** se define como la relación entre el índice de plasticidad y la fracción de arcilla y es un indicador de la composición mineralógica de las arcillas. Las arcillas se clasifican según su actividad en:

- Activas: con un índice de actividad superior a 1,25.
- Normales: con una actividad comprendida entre 1,25 y 0,75.
- Inactivas: con una actividad inferior a 0,75.

En la **resistencia** de los suelos arcillosos influye tanto el contenido en arcilla, como el tipo de mineral predominante. La resistencia al corte disminuye a medida que aumenta el contenido en arcilla, como se muestra en la Figura 2.64.

La capacidad de adsorción de agua en los bordes laminares y zonas interlaminares da lugar a los **cambios de volumen** en las arcillas. En la Figura 2.65 se indican las tendencias más características para algunos minerales representativos.

La **expansividad** en los minerales de arcilla por adsorción de agua se debe a los siguientes factores: adsorción en superficie de moléculas de agua, hidratación de los cationes de cambio (expansión intracrystalina), expansión osmótica, carga interlamina de las montmorillonitas sódicas y presión en los bordes de las esmectitas magnésicas (saponitas).

La composición mineralógica también influye en el grado de **compresibilidad** de las arcillas. En la Figura 2.66 se indican las tendencias más significativas, siendo las más compresibles las esmectitas y las menos las caolinitas.

Los suelos en su estado natural se presentan formando mezclas, tanto en su composición mineralógica como en su granulometría, siendo raro encontrar sue-

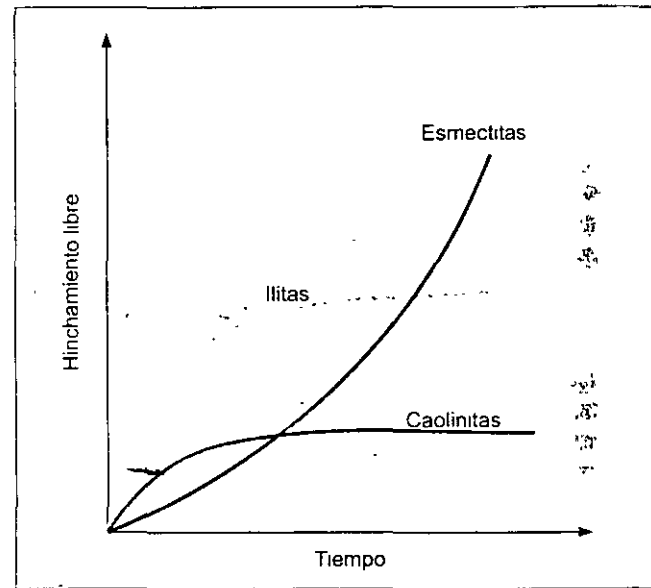


Figura 2.65 Cambio de volumen en función de la composición mineralógica.

los de una misma composición. Estas circunstancias determinan la complejidad de su comportamiento. Sin embargo, la influencia de la mineralogía sobre las propiedades es tan acusada que, incluso pequeños porcentajes de ciertos minerales, como las esmectitas (a partir de un 10%), pueden influir significativamente en sus propiedades.

Microfábrica de los suelos arcillosos

Otro de los factores influyentes en las propiedades geotécnicas es la fábrica del suelo. Se denomina fá-

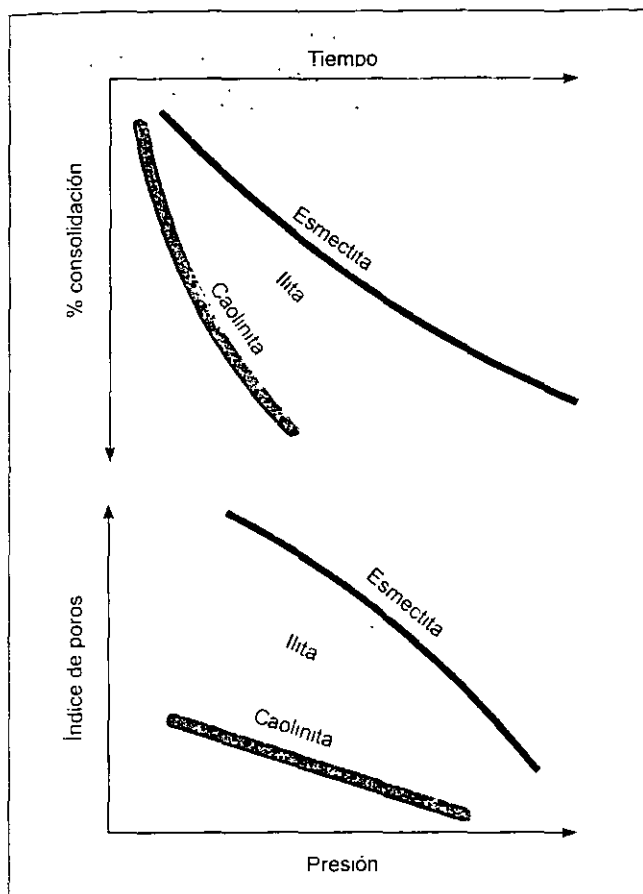


Figura 2.66. Influencia de la composición mineralógica en la compresibilidad

brica o microfábrica de un suelo al ordenamiento o disposición espacial de las partículas, al grupo de partículas, sus poros, discontinuidades y demás elementos presentes en el suelo. La fábrica está directamente relacionada con el grado de orientación de los elementos del suelo, su porosidad y densidad, y condiciona otras propiedades de gran importancia en ingeniería geológica como la resistencia, la compresibilidad y la permeabilidad. El estudio de la microfábrica se realiza habitualmente mediante el microscopio electrónico de barrido y de transmisión.

Mientras que la distribución espacial de las partículas que constituyen la denominada fracción gruesa de los suelos depende básicamente de la forma, tamaño y grado de empaquetamiento de las partículas, en las fracciones finas, la microfábrica depende de las propiedades físico-químicas, sobre todo del grado de interacción entre los cristales de arcilla. Dicha interacción tiene lugar mediante las fuerzas de atracción y de repulsión. Las de atracción se deben a las fuerzas de enlace de Van der Waals, y las de repulsión a las cargas negativas presentes en la superficie de las arcillas y en la capa doble difusa

La carga eléctrica en la superficie de las arcillas varía en función de los distintos parámetros del sistema (pH, grado de sustitución isomórfica, concentración de sales disueltas, temperatura, etc.), por lo que en determinadas condiciones los bordes de las partículas pueden adquirir tanto cargas negativas como positivas con un grado de interacción variable.

En función de las condiciones de suspensión, especialmente la concentración de electrolitos, los minerales de arcilla pueden adoptar las siguientes formas de asociaciones elementales: «cara-cara», «cara-borde» (cara con carga negativa y borde con carga positiva), y «borde-borde» en caso de que existan bordes con carga positiva y negativa (Figura 2.67).

En suspensiones con altas concentraciones de electrolitos, donde el pH es relativamente alto (> 8.2), predominan las interacciones borde-cara, ya que se mantiene la carga positiva de los bordes y la carga negativa en la superficie de las arcillas: En estas condiciones de alta concentración de iones, las fuerzas eléctricas netas entre las partículas adyacentes son predominantemente atractivas, produciéndose el fenómeno de la **floculación**. Esta asociación consiste en una estructura abierta y voluminosa con grandes poros, típica de suelos marinos y lagos salobres (Figura 2.68).

Por el contrario, cuando la concentración de electrolitos es baja, los minerales de arcilla tienden a cargarse negativamente, tanto en su superficie como en su borde. En este caso aumenta la doble capa difusa y, por tanto, predominan las fuerzas eléctricas de repulsión entre las partículas adyacentes, produciéndose el fenómeno de la **dispersión** (Figura 2.69): El resultado es una estructura densa y alargada, en donde las capas de arcilla no están en contacto debido al predominio de las fuerzas repulsivas. La estructura dispersa es característica de los sedimentos lacustres de agua dulce y de los depósitos fluviales.

Entre estos dos tipos de estructuras (floculadas y dispersas), existen múltiples formas de organización espacial de partículas, debido a que en la interacción intervienen diversos factores condicionantes, como la composición mineralógica y química, el tamaño de las partículas, la concentración de sólidos y sales disueltas, la turbulencia del agua, la actividad biológica, la temperatura, la velocidad de sedimentación, etc. Como consecuencia, no sólo existen dos estructuras elementales (floculadas y dispersas), sino una variedad más amplia y compleja de ordenamientos y asociaciones, que dan lugar a los distintos tipos de microfábrica presentes en los suelos naturales.

En función del tipo de asociación elemental de partículas, y de los distintos factores ambientales que intervienen en el sedimento, los suelos arcillosos presentan múltiples tipologías de microfábrica, algunas de las más características son las siguientes:

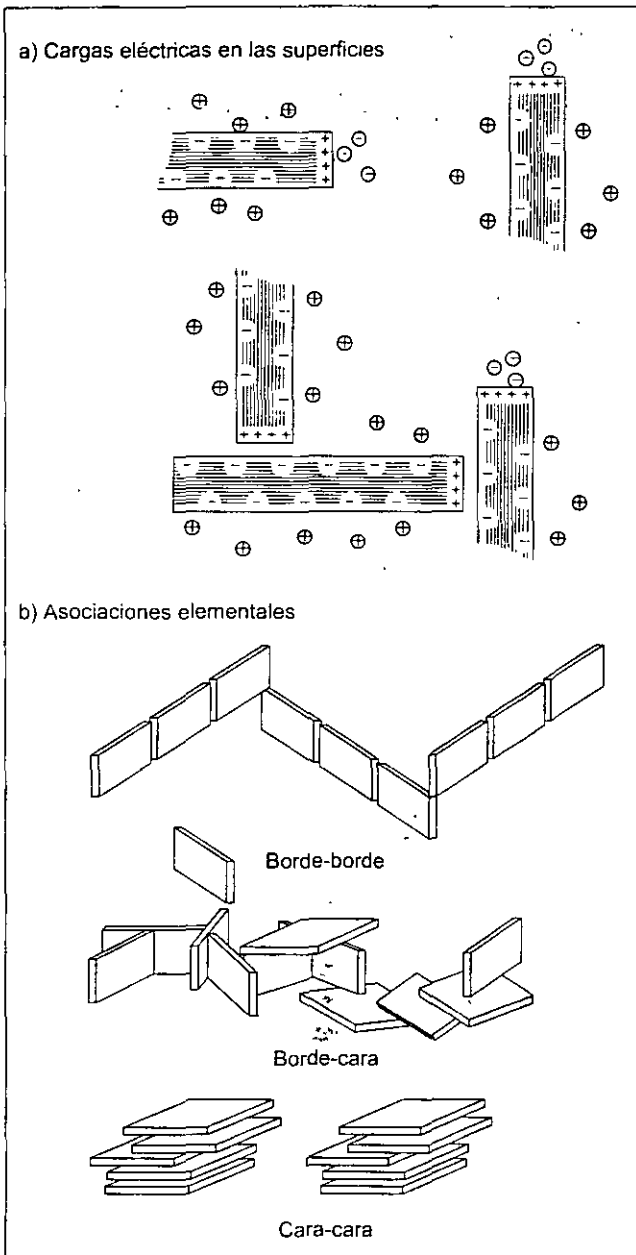


Figura 2.67. Cargas eléctricas en las arcillas y sus asociaciones elementales.

- **Turbostrática o regular:** matriz arcillosa continua y compacta; estructura muy densa, sin orientación preferente; característica de sedimentos marinos sobreconsolidados (Figura 2.70).
- **Laminar u orientada:** matriz homogénea formada por láminas de arcillas orientadas según una dirección preferente; estructuras compactas y anisótropas (Figura 2.71).
- **Panal de abeja:** estructuras abiertas formadas por flóculos de partículas de arcilla unidas entre sí por fuerzas de adherencia. Presenta gran can-

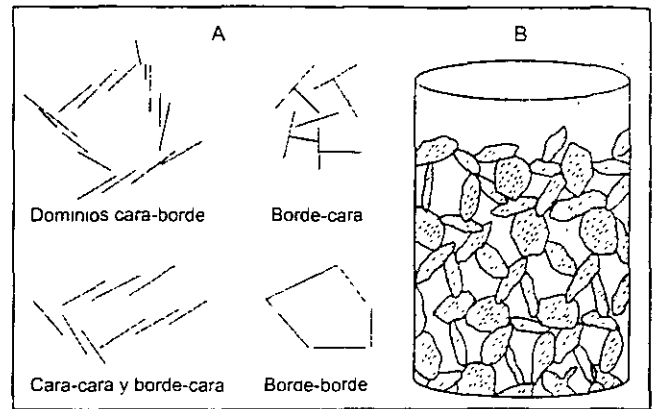


Figura 2.68. Estructuras de floculación en arcillas. A) Formas de floculación. B) Estructura floculada en medio acuoso.

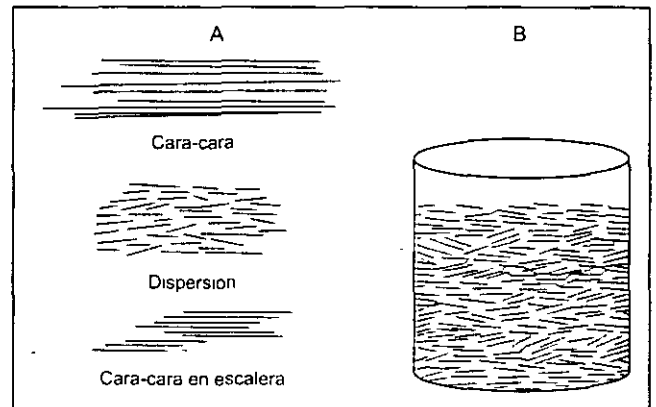


Figura 2.69. Estructuras de dispersión en arcillas. A) Formas de dispersión. B) Estructura dispersa en medio acuoso.

— **Esqueletal:** organización metaestable de fragmentos y agregados de arcilla unidos mediante conectores de larga distancia; abundan los poros y conectores; característica de suelos meteorizados y colapsables (Figura 2.73).

- **Oolítica o nodular:** constituida por nódulos o agregados esféricos, que pueden formar un empaquetamiento denso; característica de medios continentales ricos en óxidos de Fe (Figura 2.74).

Además de las partículas sólidas, también están presentes en la microfábrica **otros elementos** como los poros, discontinuidades, microfisuras, superficies de despegue, conectores y agentes cementantes.

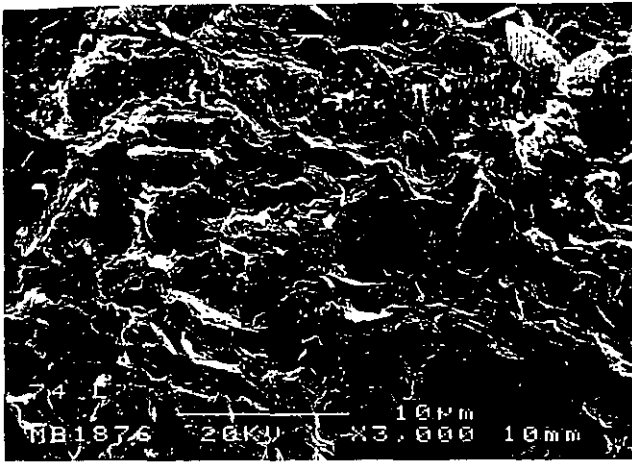


Figura 2.70 Microfábrica turbostrática. Margas azules del Guadalquivir (foto M. Tsige).

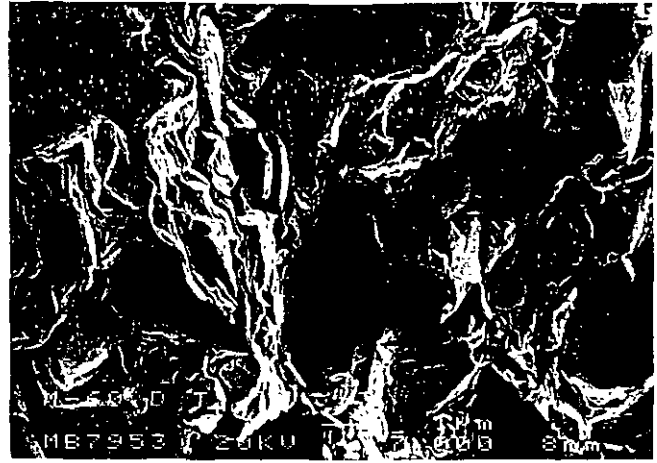


Figura 2.72 Microfábrica en «panal de abeja» (foto M. Tsige).

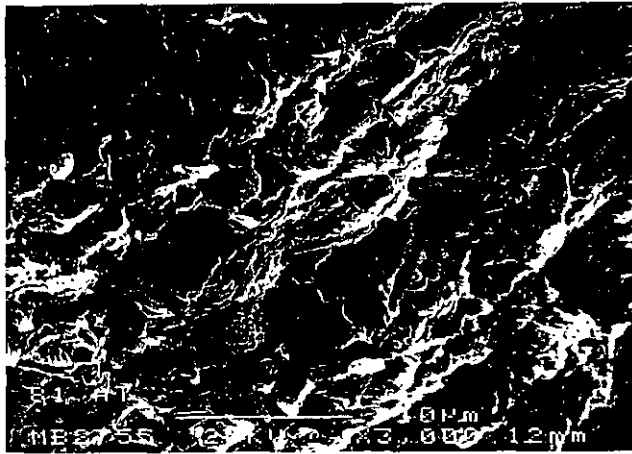


Figura 2.71 Microfábrica laminar. Margas azules del Guadalquivir (foto M. Tsige).

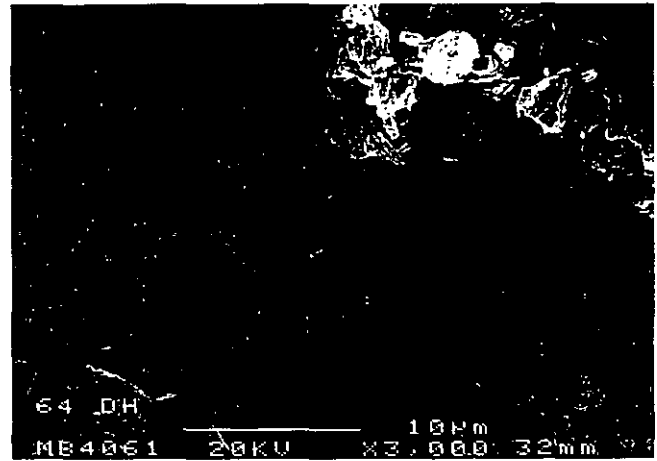


Figura 2.73 Microfábrica esqueletal (foto M. Tsige).



Figura 2.74 Microfábrica oolítica. Arcillas volcánicas de La Laguna, Tenerife (foto L. González de Vallejo).

Propiedades geotécnicas y microfábrica

Las propiedades geotécnicas del suelo están relacionadas con su estructura o microfábrica, resultado de los distintos procesos geológicos y ambientales que han actuado a lo largo de su historia geológica. Propiedades como la porosidad y la anisotropía tienen su origen en la orientación y reordenamiento de las partículas (Figura 2.75). Otras relaciones entre la fábrica y propiedades geotécnicas se presentan en el Cuadro 2.11.

La colapsibilidad y la susceptibilidad guardan una estrecha relación con el estado de floculación, con estructuras muy abiertas, propias de sedimentos salinos y suelos residuales. La **colapsibilidad** se refiere a la

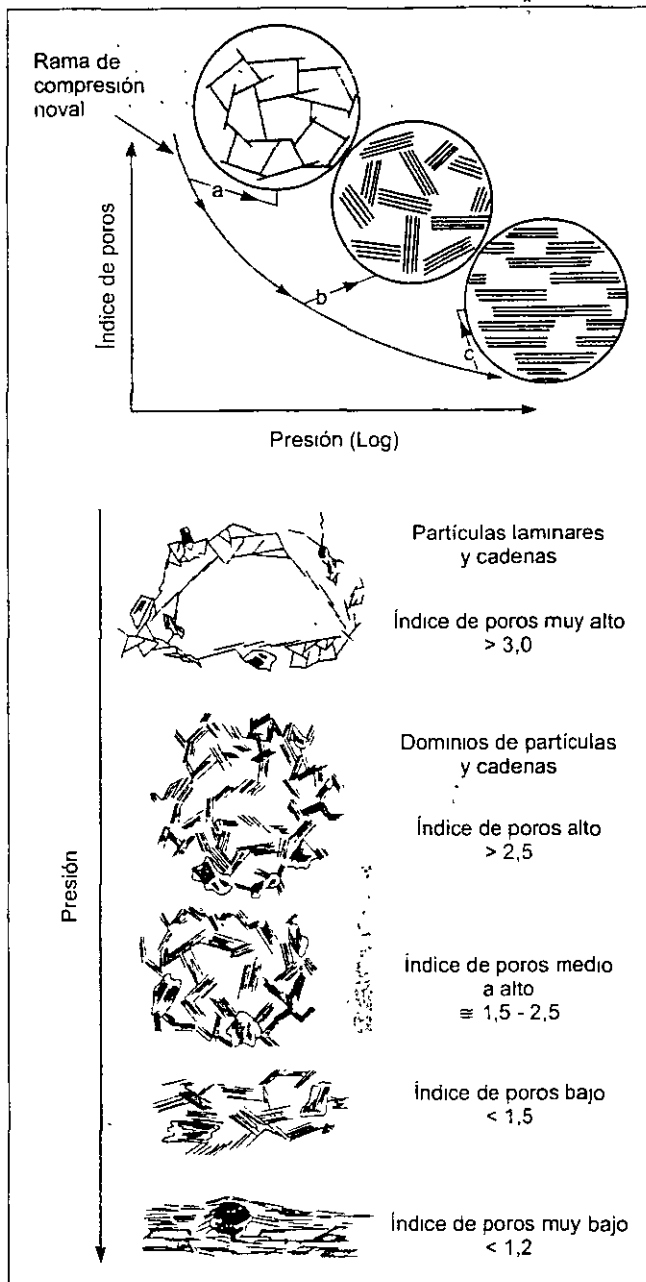


Figura 2.35 Reordenamiento de partículas e índice de poros en función de la presión de consolidación (Bennett y Hulbert, 1986).

disminución brusca de volumen en un suelo al inundarse, siendo el ejemplo más característico los **loess**. La **susceptibilidad**, S_t (*sensitivity*), indica la pérdida de resistencia de un suelo al sufrir remoldeo, y se define como la relación entre la resistencia al corte

sin drenaje (S_u) de un suelo arcilloso en estado inalterado y en estado remoldeado:

$$S_t = S_{u(\text{inalterado})} / S_{u(\text{remoldeado})}$$

En función de esta relación los suelos arcillosos se clasifican en:

- No susceptibles: $S_t \cong 1$
- Algo susceptibles: $S_t = 1 - 2$
- Moderadamente susceptibles: $S_t = 2 - 4$
- Muy susceptibles: $S_t = 4 - 8$
- Arcillas rápidas: $S_t > 8$

Los suelos susceptibles tienen fábricas abiertas e inestables. El ejemplo más característico son las **arcillas rápidas**, cuya resistencia se pierde por lixiviación del cemento intergranular existente, al entrar en contacto con agua dulce. También en algunos suelos residuales se puede dar este fenómeno.

Por otro lado, la presencia de **microfisuras** y **discontinuidades** constituye superficies de muy baja resistencia, frecuentes en arcillas sobreconsolidadas y en fábricas de tipo laminar y turbostrática. Los **agentes cementantes** intergranulares (carbonatos, sulfatos, etc.), pueden influir en las propiedades resistentes, aumentando considerablemente la cohesión. La microfábrica también puede sufrir modificaciones tanto naturales como antrópicas, por ejemplo el cambio en la composición química del agua, las cargas externas, el remoldeo y la compactación, etc., aspectos que deben ser tenidos en cuenta.

Resumen

A partir de la composición mineralógica y la microfábrica es posible explicar e interpretar las principales propiedades de los suelos arcillosos. La variedad de factores que intervienen en la formación de estos suelos determina su complejidad geotécnica. Además de la composición y fábrica, hay otra serie de factores geológicos y antrópicos de importancia. Sin embargo, la mayoría de las propiedades asociadas a los suelos considerados como desfavorables geotécnicamente tiene su origen en la mineralogía y en la fábrica.

Otro factor a tener en cuenta en los suelos arcillosos es su carácter inestable en el tiempo. Las posibles modificaciones en el medio, tanto naturales como antrópicas, producen cambios importantes en la estructura de las arcillas y en su fábrica, que modifican la resistencia, deformabilidad y expansividad, entre otras propiedades.

Microfábrica de arcillas y propiedades geotécnicas

Tipo de fábrica	Porosidad	Resistencia	Colapsibilidad	Susceptibilidad	Implicaciones geotécnicas
Turbostrática o regular	Baja	Muy alta	No	No	— Característica de arcillas sobreconsolidadas. — Planos de discontinuidad en profundidad.
Laminar u orientada	Muy baja	Dependiente de la orientación	No	No	— Planos de rotura según orientaciones preferentes. — Presencia de discontinuidades profundas.
Panal de abeja	Alta	Alta en estado inalterado. Muy baja en estado remodelado	Posible	Muy alta	— Suelos inestables con formación de deslizamientos tipo flujo. — Arcillas rápidas.
Esqueletal	Muy alta	Baja	Posible	Alta	— Suelos meteorizados y residuales — Rápida alteración en taludes. — Suelos inestables.
Oolítica o nodular	Baja	Alta	Baja	Alta	— Anomalías en los resultados de los ensayos de identificación y en otras propiedades de los suelos tropicales.

2.8

Características geotécnicas de los sedimentos

Los depósitos sedimentarios se forman por la acción de los procesos geomorfológicos y climáticos, destacando el medio de transporte y la meteorización. Los distintos medios de sedimentación originan una serie de depósitos cuyas características geotécnicas están relacionadas con las condiciones de formación de estos sedimentos. Así, la clasificación de los materiales, granulometría, forma y tamaño, dependen del medio de transporte. Conociendo los factores geomorfológicos y climáticos, es posible prever la disposición y geometría del depósito, propiedades físicas y otros aspectos de interés en ingeniería geológica. Con estos objetivos se describen los siguientes tipos de depósitos, en función de sus relaciones geológico-geotécnicas más características:

- Depósitos coluviales.
- Depósitos aluviales.
- Depósitos lacustres.

- Depósitos litorales.
- Depósitos glaciares.
- Depósitos de climas áridos y desérticos.
- Depósitos evaporíticos.
- Depósitos de climas tropicales.
- Depósitos de origen volcánico.

Depósitos coluviales

Son materiales transportados por gravedad, la acción del hielo-deshielo y, principalmente, por el agua. Su origen es local, producto de la alteración *in situ* de las rocas y posterior transporte como derrubios de ladera o depósitos de solifluxión. Frecuentemente están asociados a masas inestables. Su composición depende de la roca de la que proceden, estando formados por

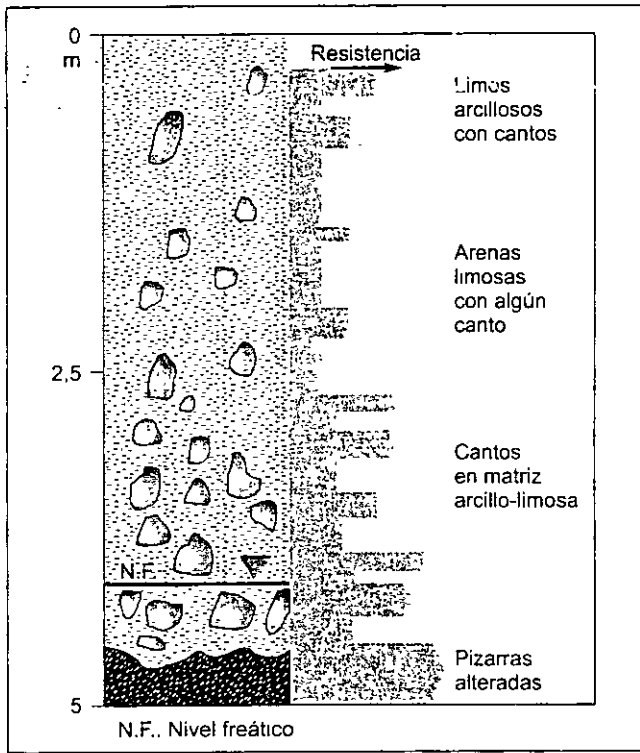


Figura 2.76 Perfil tipo de depósitos coluviales.

fragmentos angulares y heterométricos, generalmente de tamaño grueso, englobados en una matriz limo arcillosa. Su espesor suele ser escaso, aunque puede ser muy variable.

Tienen una gran importancia geotécnica cuando se trata de masas inestables. La resistencia de estos materiales es baja, sobre todo en la zona de contacto con el sustrato rocoso, y cuando se desarrollan altas presiones intersticiales como consecuencia de lluvias intensas. La identificación de estos materiales es fundamental en cualquier estudio geológico-geotécnico, y por tanto constituye una prioridad en las investigaciones *in situ*. Su presencia, a priori, puede suponer un problema geotécnico. Un esquema de columna tipo de estos depósitos se muestra en la Figura 2.76 y en la Figura 2.77.

Depósitos aluviales

Son materiales transportados y depositados por el agua. Su tamaño varía desde la arcilla hasta las gravas gruesas, cantos y bloques. Las facies más gruesas presentan bordes redondeados. Se distribuyen en forma estratiforme, con cierta clasificación, variando mucho su densidad. Están muy desarrollados en los climas templados, ocupando cauces y valles fluviales, llanuras y abanicos aluviales, terrazas y paleocauces.

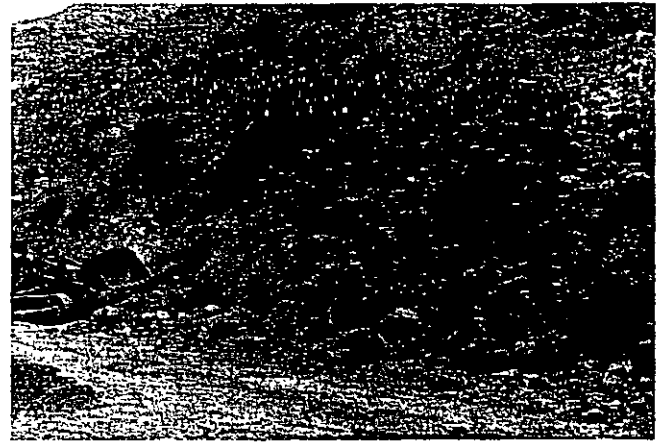


Figura 2.77 Depósitos coluviales, Tenerife (foto L. González de Vallejo).

Son suelos muy anisotrópicos en su distribución, con propiedades geotécnicas altamente variables, estrechamente relacionadas con la granulometría. Su continuidad es irregular, pudiendo tener altos contenidos en materia orgánica en determinados medios. La permeabilidad depende de la granulometría. Generalmente presentan un nivel freático alto. La investigación geotécnica precisa de un elevado número de reconocimientos dada su heterogeneidad y anisotropía. Los aluviales constituyen una fuente de recursos de

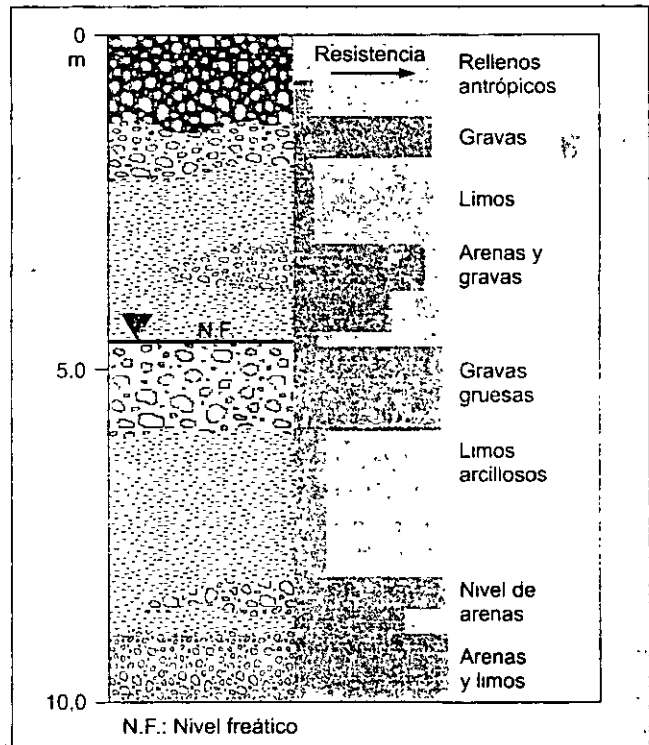


Figura 2.78 Perfil tipo de depósitos aluviales.



Figura 2.79 Depósitos de abanico aluvial, Quebrada de Puramarca, Argentina (foto M. Ferrer).

materiales para la construcción, sobre todo como áridos. En la Figura 2.78 se muestra un esquema de estos suelos y un ejemplo en la Figura 2.79.

Depósitos lacustres

En general son sedimentos de grano fino, predominando los limos y las arcillas. El contenido en materia orgánica puede ser muy alto, sobre todo en zonas pantanosas, en las que pueden encontrarse turberas. Frecuentemente presentan estructuras laminadas en niveles muy finos. En condiciones de agua salada se forman precipitados de sales.

Los principales problemas geotécnicos están en relación con su alto contenido en materia orgánica, siendo en general suelos muy blandos. También se pueden encontrar arcillas rápidas asociadas a estos suelos. En la Figura 2.80 se incluye una columna tipo de estos suelos.

Depósitos litorales

Son materiales formados en la zona intermareal por la acción mixta de ambientes continentales y marinos, influyendo en este caso las corrientes, el oleaje y las mareas. Predominan las arenas finas y los limos, pudiendo contener abundante materia orgánica y carbonatos. Los sedimentos más finos, los fangos y la materia orgánica son característicos de las zonas de delta y estuario. En general, la consistencia de materiales es blanda a muy blanda y muy anisotrópica. Pueden presentar encostramientos, pero la característica principal es su alta compresibilidad.

Otro tipo de depósitos característicos de las zonas litorales son las dunas, con carácter inestable debido a su movilidad.

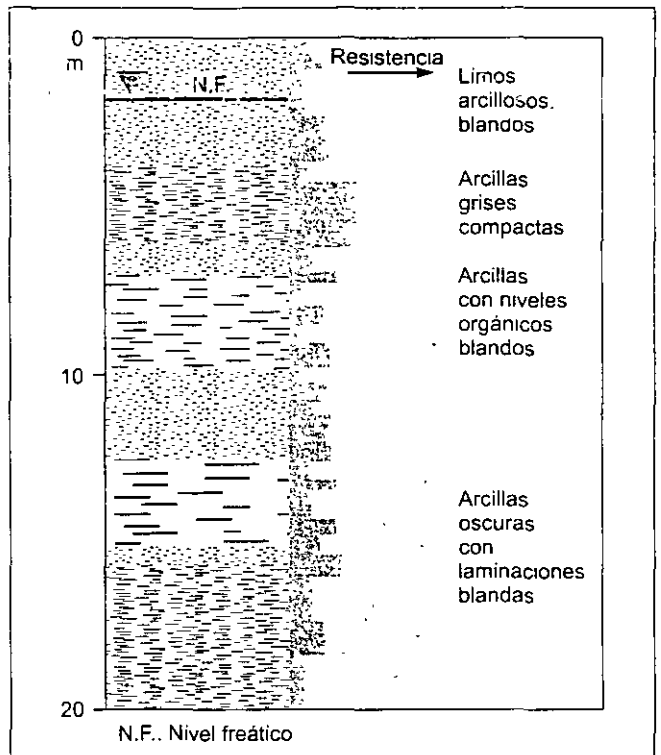


Figura 2.80 Perfil tipo de depósitos lacustres.

En la Figura 2.81 se muestra una columna litológica tipo.

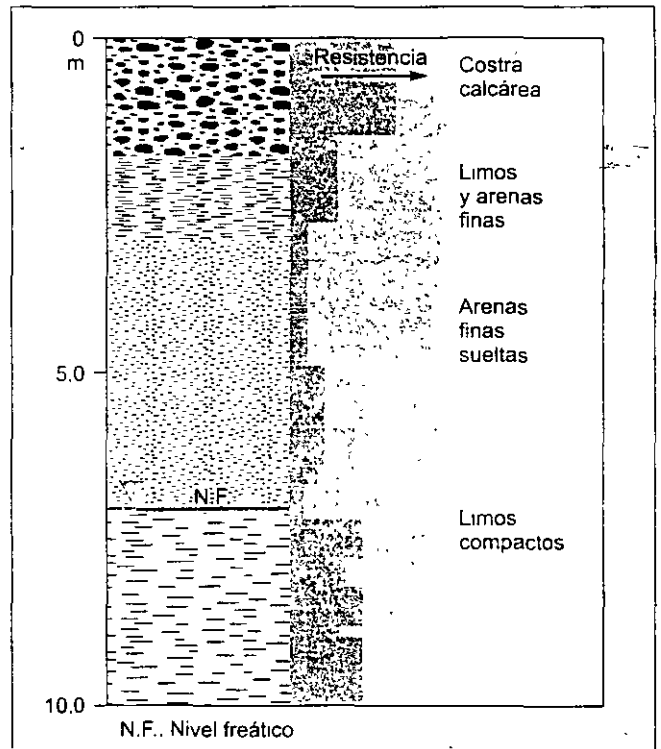


Figura 2.81 Perfil tipo de depósitos litorales.

Depósitos glaciares

Son depósitos transportados y depositados por el hielo o por el agua de deshielo. Están formados por tillitas y morrenas. Su composición es muy heterométrica y la distribución es altamente errática. Los depósitos fluvio-glaciares contienen fracciones desde gravas gruesas a arcillas; están algo estratificados y su granulometría decrece con la distancia al frente glaciar. Sin embargo, los de origen lacustre-glaciar presentan fracciones más finas, predominando las arcillas y las estructuras laminadas, típicas de las **arcillas varvadas**.

La heterogeneidad y anisotropía es la característica típica de estos depósitos, pues coexisten desde las arcillas hasta las gravas gruesas y grandes bloques (Figura 2.82). Por tanto, las propiedades geotécnicas son altamente variables. Al estar la permeabilidad directamente relacionada con la granulometría, estos suelos son muy sensibles a los incrementos de presión intersticial producidos por lluvias torrenciales y por el deshielo. En estos depósitos son muy frecuentes los fenómenos de solifluxión y de inestabilidad de laderas. La investigación geotécnica es compleja, y los espesores pueden ser igualmente muy variables, siendo frecuentes las potencias elevadas. En la Figura 2.83 se muestra una columna tipo de estos suelos.

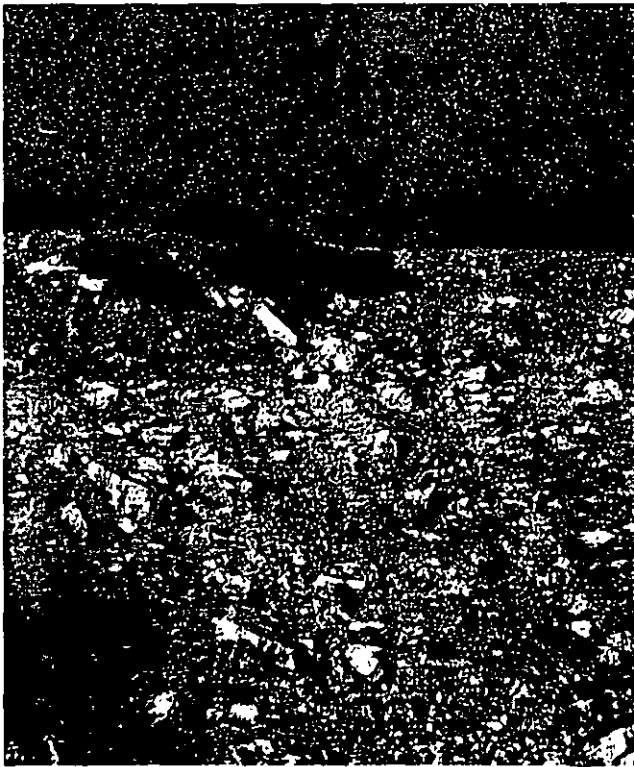


Figura 2.82 Depósitos morrénicos (foto E. J. Tarbuck).

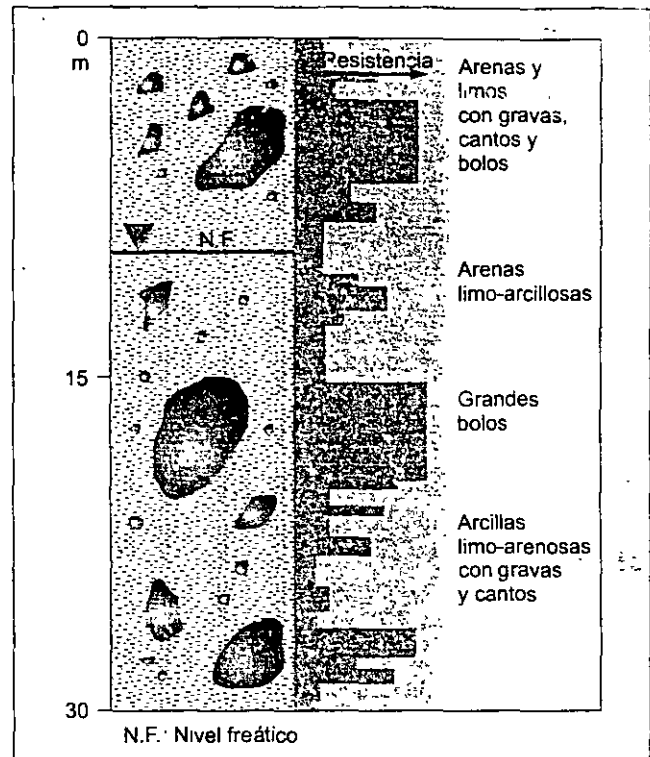


Figura 2.83 Perfil tipo de depósitos glaciares.

Depósitos de climas áridos y desérticos

Los ambientes áridos tienen una serie de implicaciones ingenieriles y medioambientales, como la desecación profunda, la acumulación de sales y la alta movilidad de los sedimentos con el viento, que condicionan las propiedades de estos suelos, entre las que destacan:

- Muy bajo contenido de humedad, dando lugar a suelos no saturados, con succiones relativamente altas.
- Bajo contenido en materia orgánica, por lo que los suelos áridos resultan pobres para fines agrícolas.
- Desarrollo de una costra rica en sales; la pérdida de humedad por evaporación en la superficie produce cementaciones por precipitación de sales.
- Muchos suelos áridos tienen un origen eólico, resultando un suelo mal graduado, con una estructura muy suelta.

Bajo el punto de vista de la ingeniería geológica los principales problemas que presentan son los siguientes:

- Expansividad en arcillas.
- Colapsos por densificación de suelos.
- Erosionabilidad muy alta.
- Ataques por sales, cloruros y sulfatos.

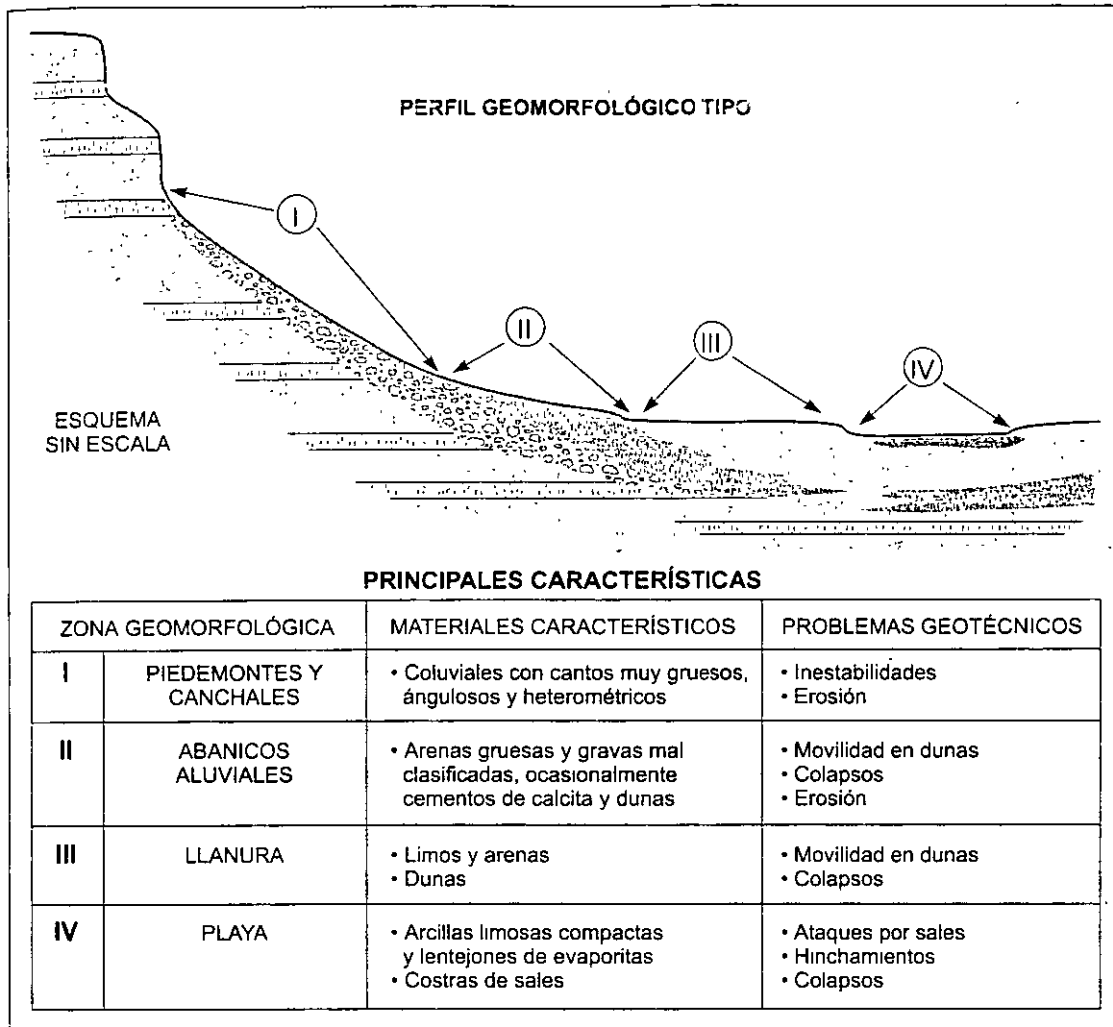


Figura 2.84. Principales características de los depósitos de climas áridos y desérticos.

- Cambios volumétricos en yesos.
- Desprendimientos y roturas en taludes de laderas con fuertes pendientes.

En la Figura 2.84 se muestran las principales características de estos suelos.

Depósitos evaporíticos

Estos depósitos están formados por la precipitación química de sales, cloruros o sulfatos, típicos de medios áridos o desérticos, lacustres, lagunares y litorales (Figura 2.85). Las características comunes a estos depósitos son las siguientes:

- Producen reacciones químicas con los hormigones, que pueden ocasionar su deterioro y destrucción.
- Son fácilmente solubles, sobre todo los cloruros.

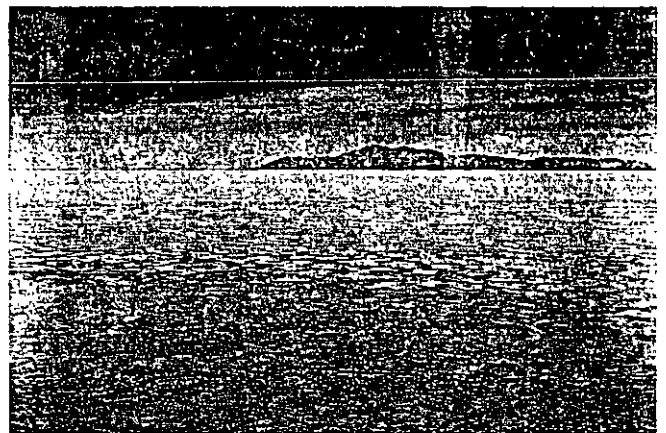


Figura 2.85 Depósitos de sal («salares») en la zona desértica de La Puna, Noroeste de Argentina (foto M. Ferrer).

- Pueden sufrir cambios de volumen: al pasar las anhidritas a yesos.
- En superficie forman costras.
- Representan un riesgo de hundimiento cuando se producen fenómenos de disolución y carstificación.

Depósitos de climas tropicales

Las condiciones climáticas en regiones tropicales con alta humedad y altas temperaturas determinan una intensa meteorización química, originando suelos residuales muy desarrollados. Su composición mineralógica, su fábrica y las condiciones geoquímicas del medio controlan el comportamiento geotécnico de estos suelos. Cuando se precipitan altos contenidos de hierro y aluminio se forman las **lateritas** (Figura 2.86). Si las condiciones de drenaje son deficientes pueden formarse los denominados **suelos negros**, ricos en esmectitas. Si el drenaje es alto se forman las **arcillas rojas**, ricas en haloysitas. En la Figura 2.87 se muestra una columna tipo de estos suelos.

En los suelos tropicales son frecuentes los encostramientos, con mejores propiedades geotécnicas en superficie que en profundidad. Tienden a formar agregaciones de partículas de arcilla de tamaño limo y arena, dando resultados en los análisis granulométricos y de plasticidad que no corresponden a su naturaleza arcillosa: son altamente sensibles a la desecación. Los tipos de suelos más representativos son los siguientes:

- Zonas de ladera y de montaña: formación de **suelos rojos**. Suelos ricos en haloysitas en con-

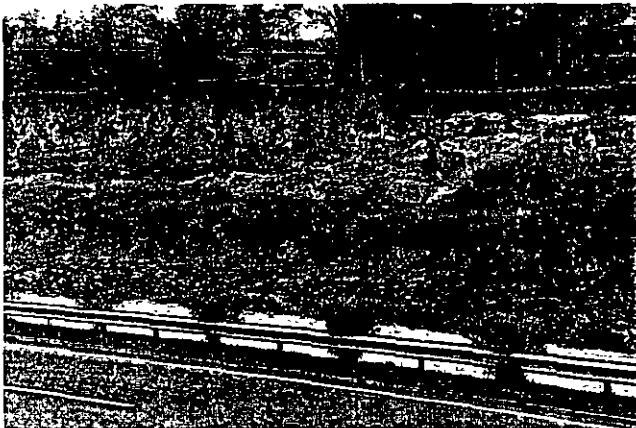


Figura 2.86 Suelos tropicales (latosoles volcánicos) afectados por un deslizamiento. Isla de Hainan, China (cortesía de A. Pérez González).

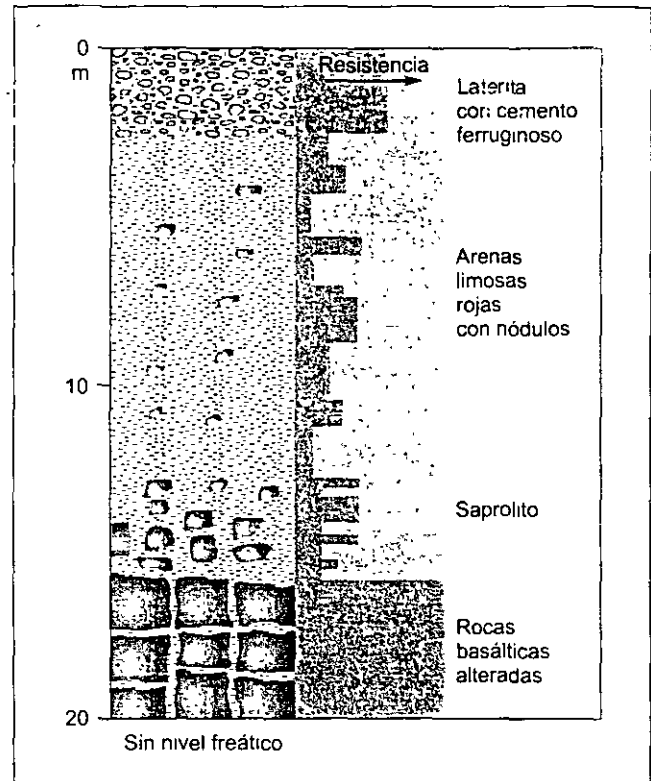


Figura 2.87 Perfil tipo de depósitos de climas tropicales.

diciones de buen drenaje. Cambios de propiedades geotécnicas con la desecación y la agregación de partículas.

- En zonas bajas y llanuras: formación de **suelos negros**. Predominio de las esmectitas. Problemas de expansividad y mal drenaje.
- **Suelos encostrados**. Presentan un buen comportamiento geotécnico. En función del tipo de mineral predominante se forman lateritas (Al), ferricitas (Fe), silcritas (Si) o calcritas (Ca).

Depósitos de origen volcánico

Los suelos volcánicos pueden ser residuales por alteración de los materiales infrayacentes, resultando depósitos limo-arenosos y arcillas, y transportados como productos de las emisiones volcánicas dando acumulaciones de proclastos, de tipo lacustre o aluvial cuando son transportados por el agua.

Los minerales procedentes de las rocas volcánicas son altamente inestables frente a la meteorización, transformándose rápidamente en productos de alteración y arcillas, abundando las haloysitas, las alofanas (de estructura amorfa) y las esmectitas. El predominio de alguno de estos minerales depende de las condiciones de drenaje y geoquímica del medio. Las arcillas

CURSO DE GEOLOGÍA
METODOS DE EXPLORACIÓN GEOLÓGICA

7. ESTUDIOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS

Sergio Raúl Herrera Castañeda

7.1 Introducción

En este capítulo se presenta la metodología para obtener los datos geológicos requeridos en un estudio del sitio para una cortina y su almacenamiento, así como la forma para desarrollar estos estudios, de acuerdo con las diferentes etapas de exploración.

También se presentan, en forma detallada, los métodos de exploración más importantes empleados en estudios geotécnicos.

El objetivo de la exploración geológica es identificar las características físicas, mecánicas y de permeabilidad del terreno que puedan influir en la construcción de una presa.

Los objetivos específicos son:

- Definir la naturaleza, distribución lateral y el espesor de los depósitos de suelos y de las masas rocas dentro de la zona de influencia de la obra, así como las discontinuidades y estructuras geológicas que presentan.
- Definir las condiciones geohidrológicas considerando los cambios estacionales y los efectos de la obra.
- Identificar los riesgos potenciales geológicos, tales como laderas inestables, fallas activas, subsidencia del terreno y la sismicidad local y regional.
- Obtener muestras de las distintas litologías para precisar y determinar sus propiedades índice y mecánicas en laboratorio, y su potencial utilización como materiales de construcción.
- Realizar pruebas de campo para determinar las propiedades de los suelos y rocas, especialmente relacionadas con su resistencia al esfuerzo cortante, deformabilidad y permeabilidad.

Existen tres formas generales en que se subdivide la exploración empleando los métodos directos e indirectos, con el objeto de obtener datos geológicos:

Mapeo superficial. Consiste en reconocimientos y levantamientos geológicos detallados del sitio para precisar sus características litológicas y estructurales; requiere

además de la revisión y análisis de informes y publicaciones previas, de interpretación de mapas topográficos, geológicos, imágenes de satélite y fotografías aéreas.

Seccionamiento del subsuelo. Es la elaboración de secciones geológicas construidas a partir de los datos obtenidos de la geología de la superficie, de la exploración geofísica, de sondeos, pozos a cielo abierto, trincheras y galerías de exploración.

Muestreo de materiales. Las muestras de suelos y rocas se obtienen durante los reconocimientos superficiales, de sondeos exploratorios con recuperación de material alterado o inalterado, de pozos, zanjas y galerías.

7.2 Etapas de exploración

Las distintas etapas de estudio geológico de una zona deben desarrollarse bajo una adecuada planeación, coordinación y supervisión, a fin de poder realizar un trabajo dirigido a resolver los problemas en forma eficiente y a bajo costo. Son, por lo general, cuatro etapas en que se desarrolla la exploración: estudios preliminares, estudios de detalle, estudios durante la construcción, estudios durante la operación.

Estudios preliminares: Los estudios geológico de un sitio se inician con el acopio de información y un reconocimiento preliminar. La recopilación de información y su análisis, así como un reconocimiento directo del sitio permiten conocer las características generales del área de estudio.

Los estudios se realizan siempre en la etapa de anteproyecto con el fin de contar con las observaciones y los datos que permitan definir los lugares más adecuados para la construcción.

Estudios de detalle. Los estudios de detalle tienen como finalidad obtener el modelo geológico completo del área de estudio. Para ello, se utilizan varios métodos de exploración directos e indirectos, que deben seleccionarse de acuerdo al tipo de presa, condiciones geológicas, topográficas y de accesos al sitio. Esta información debe ser completa, suficiente y de calidad, ya que de lo contrario puede dar lugar a un diseño inadecuado de la obra y la posibilidad de fallas, problemas constructivos y económicos o mal funcionamiento.

Estudios durante la construcción. Los estudios geológicos y geofísicos deben continuar durante la etapa de construcción, con el objeto de que la información geológica se complemente y enriquezca.

Durante esta etapa es posible obtener datos geológicos más detallados, y si se obtienen y procesan de manera oportuna, permite realizar los ajustes y modificaciones necesarias al diseño de la presa y sus obras complementarias.

Estudios durante la operación. Algunas presas, sobre todo aquellas que durante la construcción presentaron problemas geotécnicos, o bien son de altura y volumen importante, requieren de estudios adicionales durante su operación, con el objeto de evaluar su seguridad ante ciertos riesgos de tipo geológico.

Generalmente, los estudios se derivan del análisis de la instrumentación instalada en la presa, o bien, de la detección de anomalías observadas en las laderas, galerías de auscultación y por las filtraciones.

En el cuadro 7.1 se indica un resumen de los trabajos de exploración que se realizan en cada etapa.

7.3 Estudios preliminares

Los estudios geológicos preliminares para una presa deben realizarse siempre en la etapa de anteproyecto. Estos consisten esencialmente en la recopilación y análisis de la información existente del área y en visitas de reconocimiento del sitio. El objetivo es contar con suficientes datos y observaciones que permitan definir el o los lugares más adecuados para la construcción de la obra, con base en las condiciones geológicas.

Los estudios preliminares incluyen las siguientes actividades:

- Recopilación y análisis de información disponible del área.
- Análisis del terreno basado en mapas topográficos y geológicos y en la interpretación de fotografías aéreas y/o imágenes de satélite.
- Preparación de mapas geológico preliminares.
- Reconocimiento del sitio para confirmar y ampliar la información geológica, después del cual debe prepararse un informe técnico.
- Preparación de un programa de exploración detallada en la superficie del terreno y en el subsuelo, basado en toda la información previa obtenida en campo y gabinete.

7.3.1 Recopilación de información

El estudio geológico se inicia con la recopilación de la información existente derivada de estudios desarrollados en el área o cercana a ella, recurriendo a las dependencias,

Cuadro 7.1 Descripción de los trabajos desarrollados en cada etapa.

Etapa	Estudio	Desarrollo	
Reconocimiento preliminar	Topografía	Recopilación de la información disponible. Fotogrametría	
	Geotecnia	Recopilación bibliográfica. Estudio con sensores remotos (fotogeología, ARC/INFO, RADAR, etc.). Reconocimiento en campo.	
Exploración e investigación detallada	Topografía	Fotogrametría. Levantamientos topográficos.	
	Geotecnia	Levantamientos geológicos	Litología, estratigrafía y estructuras. Reconocimiento de discontinuidades: fallas, fracturas, juntas. Estratificación, discontinuidades en general. Fenómenos geodinámicos: 1. Externos: estabilidad de taludes, zonas de alteración y erosión. 2. Internos: fallas activas, vulcanismo y sismicidad, tectónica.
		Geofísica	Localización de la roca sana. Localización del nivel freático. Estratigrafía. Calidad de los materiales.
		Perforaciones	Muestras de suelos alteradas e inalteradas. Recuperación de los núcleos de roca y muestreo integral. Inspección de las paredes de pozo.
		Excavaciones	Muestras cúbicas de suelos y rocas. Estratigrafía. Características estructurales de los macizos Observación de fallas y fracturas.
		Pruebas de campo	Resistencia y deformabilidad. Permeabilidad. Estado de esfuerzos tectónicos.
		Pruebas de laboratorio	Propiedades índice. Propiedades mecánicas. Mineralogía y petrografía.
Construcción	Geotecnia	Localización y cubicación de bancos y ensayos de materiales	Obtención de materiales de construcción. Definición de la geología del sitio durante la construcción. Definición de los métodos constructivos. Tratamiento de zonas defectuosas.
Operación	Geotecnia	Instrumentación y control	Piezometría. Instrumentación de fallas y taludes. Pruebas de inyección. Influencia de la obra en los procesos geológicos.

organismos, instituciones o empresas públicas o privadas que dispongan de la información, para analizarla y sintetizarla antes de iniciar cualquier trabajo de exploración, particularmente cuando vayan a estudiarse grandes áreas o el sitio esté localizado en una región no familiar al grupo de diseño.

La información que se debe obtener es:

- Mapas topográficos a diferentes escalas.
- Mapas edafológicos y de uso potencial del suelo.
- Fotografías aéreas e imágenes de satélite de diferentes escalas, épocas y bandas, según lo requiera el proyecto.
- Mapas e informes geológicos que ilustren los tipos de roca de la región, sus rasgos estructurales y estratigrafía.
- Exploraciones del subsuelo realizadas en el sitio o en sus alrededores, que puedan correlacionarse por sus condiciones geológicas semejantes.
- Comportamiento de las estructuras civiles o mineras construidos en predios o zonas cercanas al proyecto.
- Condiciones climáticas, accesos al sitio, ocurrencia de agua superficial y subterránea.
- Sismicidad regional e histórica de temblores y, en general, problemas relacionados con riesgos geológicos.
- Problemas geotécnicos característicos de la región.

7.3.2 Reconocimiento del sitio

El reconocimiento preliminar es la inspección directa del sitio en estudio, que permite evaluar la información recopilada previamente y complementarla con observaciones de campo, para determinar la factibilidad de construcción de alguna obra civil y fundamentar el programa detallado de exploración.

El alcance de este reconocimiento de la región dependerá de la importancia de la obra y de las características del subsuelo. Algunas veces basta este reconocimiento para desechar un sitio previamente elegido.

El reconocimiento del sitio debe proporcionar información acerca de la accesibilidad, recursos humanos y materiales del sitio. Debe permitir conocer el ambiente geológico general del área identificando las estructuras geológicas más significativas, localizar las fallas y fracturas, conocer la geomorfología, los procesos erosivos actuantes en el sitio, el tipo de drenaje superficial y subterráneo, y estimar el espesor del suelo. Esta actividad debe ser realizada por uno o varios especialistas en ingeniería geológica, mediante

recorridos de campo o bien, en vuelos de helicóptero o avioneta, aprovechando siempre la información previa del sitio.

Durante los recorridos de campo deben tomarse muestras de los distintas unidades litológicas y notas descriptivas generales acerca del tipo de suelos, rocas y sus características estructurales, valiéndose de los cortes y afloramientos naturales existentes en la región. Es importante también ir creando un archivo de fotografías terrestres que muestren los principales aspectos geológicos.

Del reconocimiento preliminar debe resultar un informe en el que se establezca un programa de exploración a detalle, mencionando la secuencia de los trabajos, tiempo de ejecución y costo aproximado de los mismos.

7.4 Estudios de detalle, métodos directos

En esta etapa se pretende lograr un conocimiento completo del modelo geológico del área de estudio, para lo cual la investigación se realiza con el auxilio de métodos de exploración directos e indirectos.

Los métodos directos son técnicas de exploración que mediante la obtención de muestras de suelos y rocas, y la observación de sus características in situ permiten conocer las condiciones geológicas del sitio. Incluyen los levantamientos geológicos superficiales, sondeos, galerías, trincheras y pozos a cielo abierto.

7.4.1 Levantamientos geológicos superficiales

Los levantamientos geológicos de campo consisten en las inspecciones detalladas de la zona de influencia del proyecto que permiten identificar, clasificar y cartografiar las principales unidades geológicas existentes en el área de estudio, así como reconocer sus características litológicas y estructurales.

Esta actividad es de gran importancia en la exploración geológica, ya que con base en estos levantamientos es posible cubrir grandes áreas en un tiempo relativamente corto y a un costo muy bajo, aportando información valiosa de las condiciones geológicas superficiales del sitio, lo cual permitirá obtener el modelo geológico que será utilizado para planear adecuadamente la investigación del subsuelo y efectuar las interpolaciones a profundidad.

Los levantamientos de campo comprenden tres actividades básicas:

- Toma de datos, para elaborar planos y secciones geológicas.
- Recolección de muestras para efectuar los estudios y ensayos de laboratorio.

- Observaciones de los afloramientos para determinar las características físicas de los suelos y rocas.

La metodología que a continuación se describe para los levantamientos superficiales debe emplearse también en el estudio de las muestras obtenidas de sondeos y afloramientos en excavaciones, con sus restricciones y ajustes de acuerdo a cada método de exploración.

Toma de datos. El mapa geológico es una descripción tridimensional de la distribución de las rocas, estructuras y contactos en un área dada, por lo tanto es importante realizar observaciones de campo basadas en una adecuada planeación y metodología de trabajo. De acuerdo con la etapa de exploración en que se realice el mapeo, la obra que se trate y la exactitud que se requiera, los levantamientos se dividen en regionales y locales:

- Levantamientos regionales. Los levantamientos regionales se realizan normalmente a escalas 1:25,000 o 1:50,000 y, en general, se apoyan en mapas fotogeológicos previamente elaborados en cartas geológicas impresas, las cuales después de ser analizadas, sirven para planear los puntos que es conveniente visitar para verificar la información. Estos sitios se escogen considerando la accesibilidad y exposición de los afloramientos de manera que permitan llevar a cabo las observaciones de las características de las rocas y suelos.
- Levantamientos locales. Los levantamientos locales se llevan a cabo para áreas de extensión reducida, manejando escalas entre 1:500 y 1:10,000, donde se utilizan; además de las fotografías aéreas, los levantamientos se hacen con brújula y cinta métrica, y con plancheta en caso de requerir mayor precisión.

Los levantamientos deberán permitir conocer las condiciones geológicas particulares del lugar, tales como: discontinuidades importantes y sus características (fallas, fracturas, discordancias, contactos, estratificación), tipos de suelos y rocas y grado de alteración.

Para efectuar los levantamientos de campo es necesario seleccionar mapas-base, donde se irán anotando los datos obtenidos. Los mejores mapas-base son los topográficos de precisión y a escalas adecuadas al tipo de estudio que se realiza. Estos mapas permitirán ubicar en los sitios donde se realicen las observaciones y mediciones de campo que permitirán elaborar el mapa geológico.

La ubicación de los afloramientos en el terreno puede efectuarse por varios métodos, debiéndose escoger el más adecuado para cada situación. Los estudios geológicos de detalle se realizan con apoyo topográficos para ubicar los rasgos estructurales importantes.

Cuando el terreno esté cubierto de vegetación profusa, no debe escatimarse tiempo ni dinero para la ejecución de brechas y descapotes para la observación.

Los rasgos más importantes que deben consignarse en los planos de campo son los contactos entre unidades de roca y las estructuras geológicas.

El levantamiento de unidades litológicas se refiere al reconocimiento y mapeo de los distintos cuerpos de roca, que pueden ser delineados y separados de los adyacentes a lo largo de superficies conocidas como contactos.

En el caso de la geotecnia, la separación de las unidades puede estar en función de diversas características, además del tipo de roca, como puede ser el grado de intemperismo, resistencia o fracturamiento, por lo que el mapeo de unidades debe ser más detallado y cuidadoso.

El mapeo de los contactos entre unidades de roca es un procedimiento básico en los levantamientos geológicos. También es importante buscar y medir cuidadosamente las características de las fallas, fracturas y estratificación. Todas las observaciones realizadas deben registrarse en la libreta de campo y referidas a los sitios donde se efectúan.

La obtención de fotografías de afloramientos durante el levantamiento puede contribuir a dilucidar aspectos que aparezcan confusos de las observaciones hechas en campo. En el cuadro 7.2 se dan algunas recomendaciones para dicha práctica.

Cuadro 7.2 Recomendaciones para fotografía de afloramientos.

Es conveniente que al tomar una fotografía también se realice un diagrama sencillo en el que se anote la vista y se señalen los detalles geológicos más importantes.

En zonas encañonadas y con cantiles inaccesibles es recomendable auxiliarse de fotografías terrestres para realizar interpretaciones y cartografía geológica. Pueden tomarse fotografías utilizando telefoto en donde se obtenga el traslape necesario para lograr estereoscopia y poder realizar mejores interpretaciones, o bien pueden tomarse varias fotografías que permitan armar un mosaico a una escala apropiada para identificar y analizar la litología, las fallas y fracturas.

La metodología de fotografiado consiste en efectuar los recorridos de campo de la zona a fin de tener una interpretación preliminar de las unidades geológicas y sus estructuras, y de esta manera determinar cuáles son los rasgos importantes y desde dónde se puede observar mejor. Es conveniente utilizar cámaras de 35 mm, tripí y telefotos que permitan obtener mosaicos a escalas 1: 200 a 1: 1,000.

Es recomendable obtener antes fotografías panorámicas en varias vistas o hacer croquis previos anotando en ambas lo que se va a tomar. Se procede a fotografiar el mosaico por franjas tratando de que al tomar una franja sólo se mueva uno de los ejes de la cámara. Entre foto y foto debe haber una sobreposición de 5 a 10 % como máximo, lo que se logra fijando los ejes o límites del cuadro del visor en puntos del terreno que sean fácilmente identificables.

Al enviar los rollos a revelar conviene pedir que se entreguen sin cortar en una tira que contenga el total de fotos. Después se procede a identificar la posición del mosaico, armando las tiras de foto, para posteriormente cortarlas y pegarlas entre sí, con lo que el mosaico queda armado.

Se hace la interpretación geológica de los contactos entre unidades de roca, fallas, fracturas, zonas inestables y todo lo que sea de interés para el proyecto. Con esto se elabora un plan de trabajo con las rutas de campo para la toma de datos.

Ya en el campo, y desde los puntos más convenientes, se procede al trabajo de ubicación de ciertos contactos o estructuras geológicas. Con un distanciómetro, radio y el mosaico se dirige al geólogo que va a tomar los datos y que lleva una mira reflectora. La persona que está en el aparato le va indicando por radio como llegar a los puntos marcados en la fotografía y el número que le corresponde a la radiación, con la que se va a localizar el dato que tome el geólogo. Los puntos inaccesibles se toman por intersecciones.

Se procede a efectuar el cálculo y dibujo topográfico, vaciar sobre éste la información geológica y así obtener la carta geológica.

Recolección de muestras. La obtención de muestras representativas de las unidades litológicas del área sirven para realizar análisis petrográficos que permiten definir con exactitud el tipo de roca, grado de alteración, características mineralógicas, texturales y microfracturamiento. Las muestras extraídas de los sondeos y de las excavaciones a cielo abierto, se utilizan para efectuar ensayos de laboratorio y determinar sus propiedades índice y mecánicas.

El requisito más importante que debe cumplir una muestra es que sea representativa de la unidad estudiada. Las muestras se deben obtener directamente del afloramiento previamente seleccionado, ubicando adecuadamente el sitio en el mapa-base.

El tamaño y número de muestras que es necesario coleccionar varía de acuerdo con el propósito del estudio y tipo de pruebas de laboratorio.

Las sugerencias generales para coleccionar muestras son:

- Colectar muestras representativas de las unidades litológicas.
- Colectar materiales de los contactos estructurales (relienos de fallas) y estratigráficos.
- Para algunos tipos de pruebas las muestras deben orientarse.
- Deben coleccionarse muestras sanas, aunque en algunos casos puede ser más importante obtener muestras de la zona intemperizada.
- Las muestras en serie se pueden usar para determinar cambios en el perfil de un suelo para comparar la composición de diferentes capas de o donde existan variaciones en el grado de intemperismo y de resistencia.

Las muestras en serie se coleccionan para estudiar la variación de propiedades respecto a un parámetro y/o comprobar información geológica, por ello se deben seleccionar

después de hacer un amplio examen de los afloramientos. Dado que el número de muestras tiene que ser limitado, se deben obtener de tal manera que se obtenga el máximo de información.

Cada ejemplar de roca o suelo se debe marcar con un número que corresponda con el utilizado en el registro de campo.

También, debe llevarse una boleta de identificación donde se anote la descripción del sitio de muestreo y las principales características de la roca y el afloramiento. Las muestras se colectan en una bolsa de plástico gruesa y transparente, y posteriormente se pueden empacar en cajas de cartón fuerte o madera para su traslado.

Cuando los levantamientos geológicos son de detalle se marca con pintura indeleble el sitio de muestreo y este punto se ubica después topográficamente.

Observaciones y mediciones en los afloramientos. En la mayoría de los levantamientos geológicos los registros de campo que se toman durante los recorridos se concentran en las descripciones de los suelos y rocas, en las estructuras, en la observación de fenómenos de geodinámica externa y presencia de manantiales y zonas con filtraciones.

Las descripciones litológicas se deben registrar de manera sistemática y cumplir con los siguientes puntos:

- Localización específica del afloramiento o del área estudiada.
- Principales tipos de rocas y su disposición dentro de la unidad.
- Espesor y estructura de la unidad en esta área.
- Características generales del área bajo la que se encuentra la unidad (expresión topográfica, tipo de suelo, vegetación y la naturaleza de los afloramientos, fenómenos de geodinámica externa y manifestaciones de agua subterránea).
- Descripción de las rocas que se encuentran en el afloramiento.
- Descripción de las estructuras características de la unidad.
- Toma de fotografías de los principales afloramientos.
- Elaboración de dibujos que ilustren la distribución de las rocas y las estructuras.

Los aspectos de mayor importancia en el estudio de un afloramiento son la descripción de las características de los suelos y las rocas y las estructuras geológicas.

El objetivo de una descripción sistemática y detallada de los suelos y las rocas para trabajos de ingeniería, es proporcionar un marco de referencia que permita determinar y valorar sus características más importantes. Esta práctica facilita la comunicación entre las diversas ramas de la ingeniería que participan en un proyecto.

Los datos obtenidos de la descripción deben ser susceptibles de procesarse y analizarse posteriormente, con el objeto de zonificar o clasificar geotécnicamente un sitio.

Cuadro 7.3 Recomendaciones para identificación de suelos y rocas.

<p>Tipo de suelo o roca</p>
<p>Los nombres de los tipos de suelo o roca son útiles para la identificación del material, además de que pueden proporcionar información acerca de su historia geológica y características geotécnicas.</p> <p>Los nombres de las unidades pueden ser estratigráficos, litológicos, genéticos o una combinación de éstos.</p> <p>Las unidades de suelo o roca con origen y propiedades físicas similares deben ser delimitadas e identificadas con relación a su importancia en la ingeniería. Las diferencias entre éstas deben servir para realizar la zonificación del terreno estudiado.</p> <p>En estudios de tipo preliminar, planeación y mapeos de gran escala pueden utilizarse nombres de formaciones geológicas o nombres locales, acompañadas de descripciones de su importancia ingenieril.</p> <p>Cuando se trata de estudios de detalle, cada unidad debe ser identificada y delimitada en forma individual.</p> <p>Una misma unidad estratigráfica puede ser subdividida con el objeto de hacer resaltar diferentes propiedades ingenieriles, como el grado y susceptibilidad al intemperismo, la presencia de fracturamiento o cavidades, dureza, deformabilidad, minerales o capas y capas de baja resistencia y otras.</p> <p>La descripción micropetrográfica de las rocas incluye los parámetros que no pueden obtenerse de un examen macroscópico, como es el contenido mineralógico, tamaño de grano y textura. En particular un examen petrográfico debe concentrarse en datos relacionados con el origen, clasificación y detalles relevantes a las propiedades mecánicas de la roca. En los suelos gruesos la mineralogía de los granos se obtiene con frecuencia a partir de estudios <i>petrográficos</i>.</p>
<p>Color</p>
<p>El color es un índice cualitativo aparentemente de escasa utilidad, sin embargo puede dar indicios de la alteración, la composición mineralógica y, en ocasiones, es un auxiliar para la identificación del suelo y de la roca. Es conveniente mencionar si la descripción del color se realizó en estado seco o húmedo, ya que en algunos materiales esto ocasiona notables diferencias que causan confusión. Los colores de un suelo se describen visualmente con la ayuda de las cartas de colores de Munsell.</p>
<p>Tamaño y forma de los granos</p>
<p>La descripción del tamaño y forma de los granos en los suelos y de los cristales en las rocas permiten relacionarlos con su origen y propiedades mecánicas.</p> <p>Los suelos gruesos se describen basándose, en primer lugar, en el tamaño de los granos, mientras que los finos en la plasticidad. La forma de los granos puede variar desde angulosos hasta bien redondeados; además se deben identificar las forma alargadas y laminares.</p> <p>En las rocas la descripción del tamaño y forma de los cristales se realiza considerando su origen ígneo, sedimentario o metamórfico.</p>

**Cuadro 7.3 Recomendaciones para identificación de suelos y rocas.
(continuación)**

<p>Textura y estructura interna</p>
<p>La textura y estructura interna se refiere al arreglo que existe entre los granos de un suelo o los cristales de una roca. La textura y estructura interna están estrechamente relacionadas con las propiedades físicas de los suelos y rocas, ya que pueden estar asociadas a la permeabilidad, deformabilidad y resistencia.</p>
<p>Cementación</p>
<p>La cementación es uno de los procesos diagenéticos de la litificación de los sedimentos. Las determinaciones del tipo y grado de cementación que presentan los suelos y rocas tiene relación con ciertas propiedades tales como porosidad, permeabilidad, resistencia y otras.</p>
<p>Estructura</p>
<p>La estructura es la forma en que están dispuestos los suelos y rocas en el campo. El término involucra a las discontinuidades, estratificación y deformación observada a mayor escala que la muestra de mano.</p>
<p>Intemperismo</p>
<p>El intemperismo es también conocido como meteorización y se entiende como el conjunto de modificaciones causadas a las rocas por los agentes atmosféricos que provocan desintegración mecánica y degradación química. Los efectos del intemperismo generalmente disminuyen con la profundidad, sin embargo, puede existir un intemperismo diferencial bajo ciertas condiciones. El producto del intemperismo de las rocas son los suelos residuales.</p> <p>El intemperismo tiene relación directa con varias propiedades geotécnica de las rocas como son: porosidad, absorción, densidad, compresibilidad y resistencia. Generalmente el intemperismo se identifica por cambios en la coloración y textura de la roca, presencia de rellenos en las superficies de las fracturas, tamaño de los granos y su dureza.</p> <p><i>En los estudios geológicos debe establecerse claramente la zonificación de los diversos grados de intemperismo (cuadro 7.4), ya que en ocasiones es más importante estudiar las zonas intemperizadas que la roca sana.</i></p>

Cuadro 7.4 Determinación del grado de intemperismo.

Grado	Término	Descripción
1	Sana	No hay señales visibles de meteorización en la substancia rocosa, ligera decoloración en las superficies de las discontinuidades.
2	Ligeramente meteorizada	Decoloración en la substancia rocosa, decoloración en las superficies de las discontinuidades.
3	Meteorización moderada	Menos de la mitad de la roca está alterada. La substancia rocosa está presente como núcleo continuo.
4	Muy meteorizada	Más de la mitad de la roca está alterada y desintegrada. La substancia rocosa está descolorida y solo está presente en núcleos discontinuos.
5	Meteorización completa	Toda la roca está alterada y/o desintegrada, sin embargo la estructura de la masa original aún se conserva (saprolito).
6	suelo residual	La roca está totalmente transformada a suelo. La estructura y textura de la roca han desaparecido, presenta aumento de volumen, sin transporte.

7.4.2 Sondeos

Se denomina sondeos a los trabajos realizados mediante perforaciones, ya sea en suelos o en rocas, que tienen por objetivo obtener muestras de materiales atravesados para su descripción, clasificación, estudio y ensayos de laboratorio.

También, a través de las perforaciones se pueden realizar mediciones y pruebas de campo para determinar propiedades mecánicas y de permeabilidad de los materiales. En ellas mismas es posible obtener información de las condiciones, profundidad y caudal del agua en el subsuelo. Los sondeos son una de las técnicas de exploración directa más útiles para el estudio y conocimiento del subsuelo, ya que se puede obtener gran cantidad de información de las muestras recuperadas, de los incidentes registrados durante el proceso de perforación y del sitio mismo.

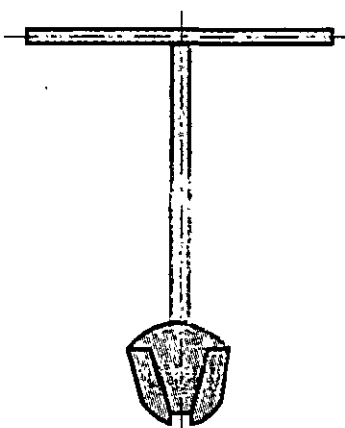
La programación de los sondeos se debe realizar en forma adecuada considerando el tipo de proyecto a estudiar condiciones topográficas y geológicas del sitio, así como las características de la maquinaria empleada.

Las muestras obtenidas de un sondeo pueden ser alteradas o inalteradas. En las primeras la recuperación del material se lleva a cabo de tal forma que la estructura

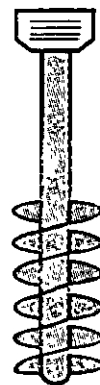
original del material se destruye total o parcialmente; a partir de estas muestras es posible identificar los suelos y rocas, determinar algunas propiedades índice, definir la estratigrafía y preparar especímenes reconstituidos o compactados. En las muestras inalteradas se procura conservar la estructura original del material, sin embargo la relajación de esfuerzos produce modificaciones de sus características y comportamiento mecánico. Las muestras inalteradas se emplean en el laboratorio para identificación, clasificación y realizar ensayos para obtener propiedades índices y mecánicas.

Sondeos en suelos, muestras alteradas. Para recuperar muestras alteradas se utilizan:

- Pala posteadora y barrena helicoidal. Son muestreadores manuales que permiten obtener testigos de suelo de una sola profundidad o integrales (figura 7.1).
- Tubo partido. El penetrómetro estándar es un tubo de acero que se hince en el terreno con el impacto de una masa y permite definir indirectamente la estratigrafía del suelo y la variación con la profundidad de la compactación relativa; además permite recuperar muestras alteradas que se depositan en el interior del tubo de pared gruesa partido longitudinalmente.



a) Pala posteadora



b) Barreno Helicoidal

Figura 7.1 Muestreadores manuales.

Sondeos en suelos, muestras inalteradas. Para obtener muestras inalteradas se emplean:

- Muestreadores de pistón. Constan de un tubo de pared delgada que se hinca presión en el suelo con una cabeza que tiene un mecanismo de pistón que puede ser fijo, retráctil o libre. El muestreador crea un vacío en la parte superior de la muestra que permite extraer muestras de suelos cohesivos muy blandos tales como limos y arcillas (figura 7.2).
- Tubo Shelby. Se emplea para muestreo de suelos blandos a semiduros (figura 7.3).
- Muestreadores Denison y Pitcher (fig. 7.4). Los muestreadores recuperan testigos de arcillas duras, limos cementados con pocas gravas operando a rotación y presión. Esencialmente están constituidos por dos tubos concéntricos: el tubo interior está montado a la cabeza del muestreador sobre baleros axiales y el exterior está unido por medio de rosca, y en su extremo inferior lleva la broca de corte. El muestreador Pitcher se emplea cuando el terreno presenta alternancia de materiales duros y blandos, ya que tiene intercalado entre ambos tubos un resorte axial que permite regular la distancia entre la broca y el tubo interior.

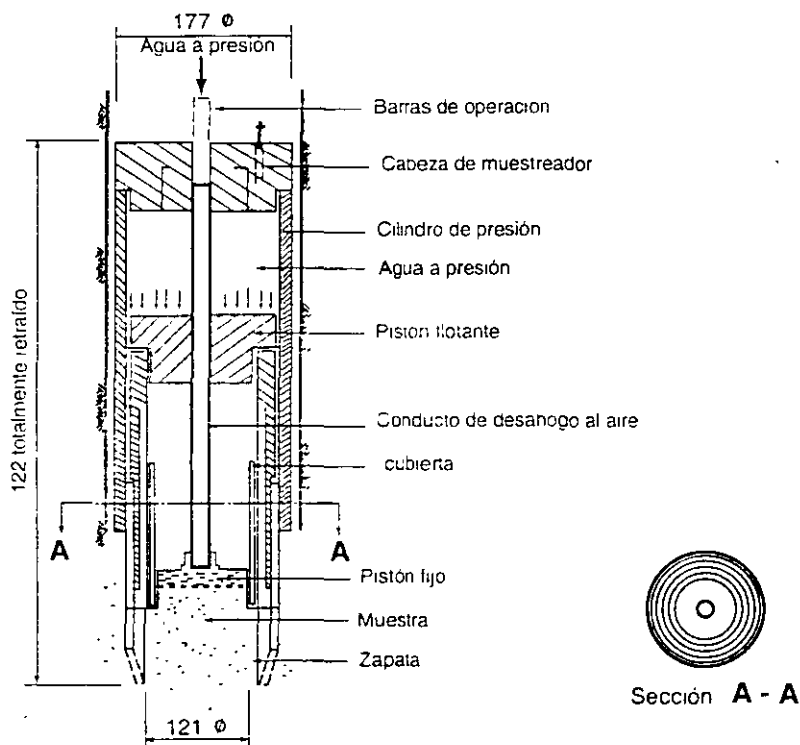
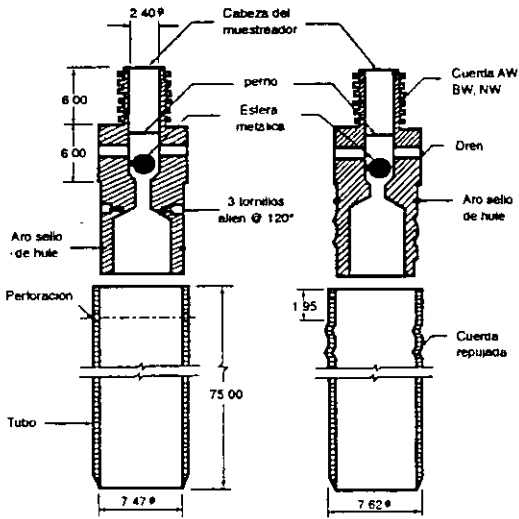
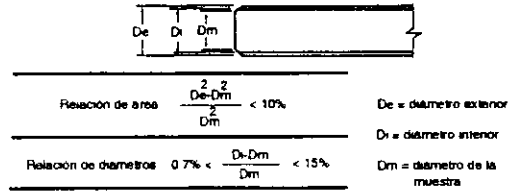


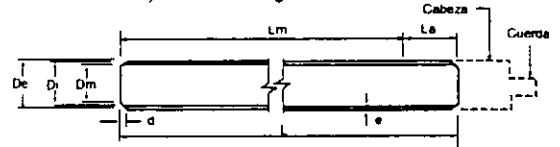
Figura 7.2 Muestreador de pistón.



a) Muestreador de pared delgada



b) Condiciones geométricas

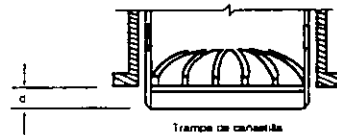
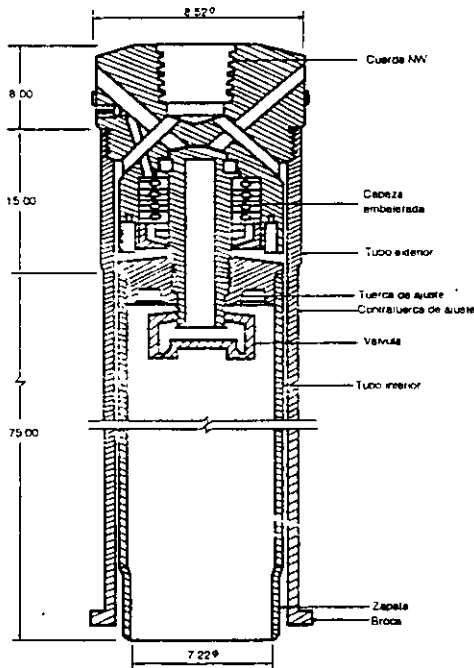


Diám nominal en cm	De en cm	Di en cm	Dm en cm	e en cm	d en cm	L en cm	Lm en cm	Cuerta de unión
7.5	7.62	7.22	7.11 7.17	0.20	1.27	75	60	AW BW
10.0	10.16	9.76	9.61 9.68	0.20	1.20	90	75	BW NW

De = Diámetro exterior
Di = Diámetro interior
Dm = Diámetro de la muestra
e = Espesor
d = Longitud agudizada
L = Longitud del tubo
Lm = Longitud de muestra recomendada
La = Espacio para azoques

c) Dimensiones de los tubos de pared delgada

Figura 7.3 Muestreador Tubo Shelby.



Ajuste d entre broca y tubo interior

Tipo de suelo	d en cm
Blando	2
Duro	0.5
Muy duro	Dp o el menor

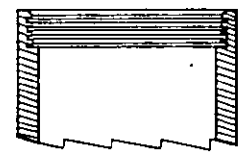
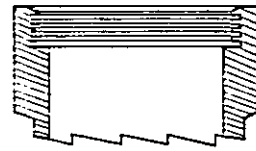


Figura 7.4 Muestreador Tubo Denison.

Sondeos en rocas, muestras alteradas. Se efectúa perforación con rotación y percusión. Por medio de la recuperación de polvo y esquirlas de roca se puede inferir el tipo de material atravesado. Es necesario observar el color del polvo, la dureza de las esquirlas y relacionarlos con la velocidad de perforación para tener mejores resultados en la interpretación. Con frecuencia este tipo de sondeo se emplea para detectar cavidades en el subsuelo, su profundidad y tamaño.

Sondeos en rocas, muestras inalteradas. Se utilizan perforaciones con recuperación de núcleos. La recuperación de núcleos por medio de la barrenación con diamante es uno de los métodos de exploración más importante en estudios geológicos y geotécnicos.

Las máquinas perforadoras modernas poseen avance hidráulico que permite a la broca ajustar su sistema de penetración a la dureza de la roca y pasar rápidamente a través de roca alterada y zonas de falla. La barrenación se realiza con agua para enfriar la broca de diamantes y para la expulsión de los recortes fuera del barreno. El tubo de perforación contiene en su interior un barril muestreador giratorio, el cual almacena el núcleo de roca recuperado e impide su contacto con el tubo exterior que al girar podría dañar o destruir la muestra.

En perforaciones profundas se emplea el sistema wire-line, el cual permite extraer únicamente el barril muestreador sin necesidad de retirar la tubería de perforación, con un ahorro importante de tiempo. El registro que se lleva de la perforación es la primera fuente de información que se tiene del terreno. En este registro deben anotarse los siguientes puntos:

- Profundidad de inicio y de terminación en cada turno.
- Profundidad de cada tramo muestreado.
- Diámetro del núcleo y cambios en el tamaño de los núcleos.
- Rellenos y cementación de tramos de la perforación.
- Tiempo de perforación de cada tramo muestreado.
- Pérdida o recuperación de agua, lodo o flujo de aire.
- Medición del nivel del agua en el subsuelo al inicio y fin de cada turno.
- Descripción simplificada del material.
- Localización de zonas de muestreo.
- Profundidad y detalle de las zonas donde hubo problemas para realizar la perforación en forma normal.

Los núcleos de roca obtenidos por medio de perforación con broca de diamante son acomodados en cajas especiales donde se indica la profundidad de cada tramo

recuperado. El grado de fracturamiento y alteración que muestran son un indicador de las condiciones del macizo rocoso. El fracturamiento de los núcleos puede describirse de varias formas:

- Frecuencia de fracturamiento. Es el número de fracturas presentes en una longitud dada.
- Densidad de fracturas. Es el espaciamiento natural entre las fracturas que están presentes en el núcleo recuperado.
- Índice de calidad de roca (RQD). Considera únicamente los fragmentos de núcleos mayores o iguales a 10 cm con relación a la longitud total perforada. El porcentaje de recuperación es la relación entre la longitud recuperada y el total perforada, y ayuda a la interpretación geológica del terreno.

Al contabilizar las fracturas en las muestras recuperadas es necesario distinguir aquellas que no son naturales sino inducidas por el equipo de perforación o por el manejo de la muestra al ser extraída del barril muestreador, en especial cuando se trate de rocas débiles.

7.4.3 Pozos a cielo abierto, zanjas y galerías.

Son métodos de exploración que permiten un estudio directo y visual del terreno en condiciones geológicas prácticamente inalteradas. La excavación de estas obras se puede realizar por medio de herramientas manuales, equipos neumáticos y/o explosivos.

La selección del método de exploración más adecuado depende de varios factores: tipo de presa proyectada, tipo de información que se desea obtener, datos que pueden proporcionar la excavación y uso adicional que se le puede dar, costo y beneficio respecto a otro método de exploración. Estas obras se realizan con diversos propósitos: investigación de la estructura del suelo y de la roca, estratigrafía detallada del terreno, observación de sistemas de discontinuidades y de la estratificación, observación del grado y profundidad de intemperismo, estudio de estratos permeables o de baja resistencia, conocer la continuidad de planos de falla o fracturas, realización de pruebas de campo, obtención de muestras inalteradas para ensayos de laboratorio y para la instalación de instrumentos geotécnicos.

Pozos a cielo abierto. Son excavaciones verticales de sección cuadrada realizadas a partir de la superficie del terreno. Tienen de 1.5 a 2 m de lado y de 5 a 10 m de profundidad cuando el nivel del agua en el subsuelo lo permite.

Zanjas. Son también excavaciones realizadas desde la superficie del terreno pero su forma es alargada: sus dimensiones son variadas dependiendo del objetivo buscado.

Galerías de exploración. Son túneles de sección reducida excavados generalmente en sentido horizontal. La profundidad del socavón depende de los objetivos geológicos y las dimensiones de la sección del tipo de pruebas que se realizarán dentro de ellos; cuando sólo se emplean para reconocimiento geológico son de 1.5 a 2 m de ancho por 1.5 a 2.5 m de altura.

7.5 Estudios de detalle, métodos indirectos

7.5.1 Fotogeología

La fotogeología se define como la técnica de utilizar las fotografías aéreas para obtener información geológica, identificando e interpretando los rasgos, colores y tonalidades de la superficie terrestre.

Las fotografías aéreas basan su funcionamiento en la impresión de un objeto sobre película fotosensible con el apoyo de un sistema óptico que permite controlar las condiciones de exposición.

La fotogeología permite planear en forma adecuada los trabajos de campo, reduce en gran medida el tiempo de los recorridos geológicos de campo y, en muchos casos, revela características de interés geológico que de otra forma requerirían una exhaustiva exploración.

Cuando las condiciones de accesibilidad al área de estudio son difíciles o muy extensas, la fotogeología proporciona información muy valiosa y de manera expedita.

Existen dos tipos de fotografías aéreas, las verticales y las oblicuas:

- **Fotografía vertical.** Son aquellas tomadas con el eje óptico en ángulo recto con respecto a la superficie del terreno (figura 7.5). Este tipo de fotografías, llamadas fotografías nadir, tienen la característica de que en ellas concuerda el punto medio de la fotografía con el punto medio de la superficie terrestre.
- **Fotografías aéreas oblicuas.** Son aquellas cuyo eje óptico se inclina sistemáticamente sobre la superficie terrestre formando ángulos mayores a 20° . Estas se dividen en fotografías oblicuas altas, las que muestran el horizonte aparente y en oblicuas bajas cuando no se muestra el horizonte.

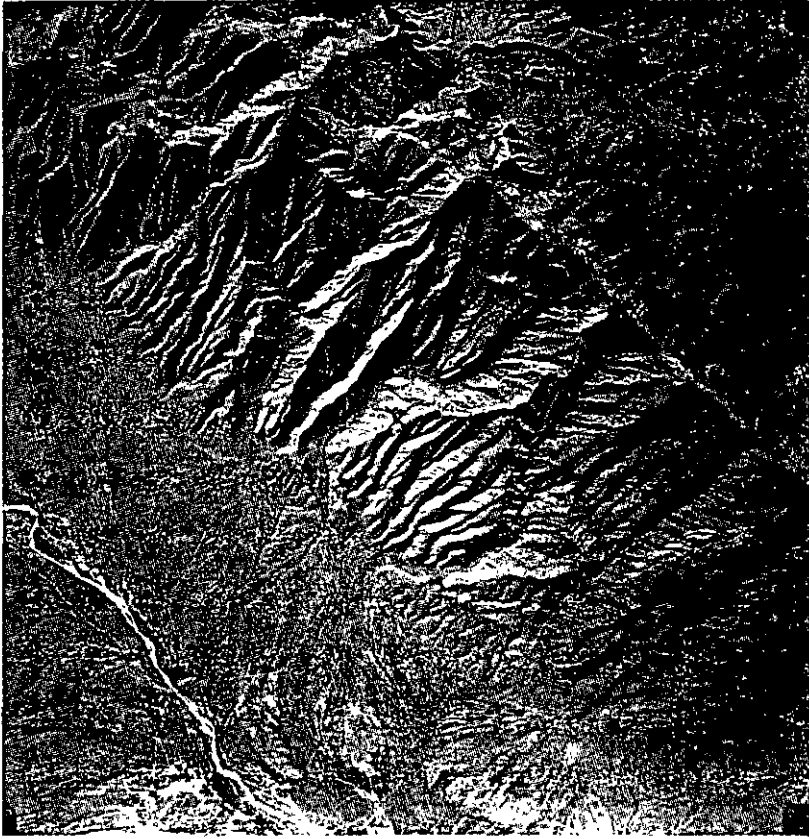


Figura 7.5 Fotografía aérea vertical.

Ventajas de la fotogeología. Los estudios fotogeológicos para las obras hidráulicas como las presas, tienen las siguientes ventajas:

- Proporcionan un conocimiento general y rápido de la geología del área de la boquilla y del embalse.
- Brindan un panorama del terreno más amplio del que puede ser observado directamente en el campo, empleando el estereoscopio además se aprecia en forma tridimensional.
- Permiten la observación de rasgos y estructuras geológicas de zonas inaccesibles.
- Reducen la duración y costos de los trabajos de campo.
- Registran lineaciones e identifican rasgos tectónicos de gran escala.

Drenaje y relieve. Para obtener un análisis cualitativo general del contenido de las fotografías aéreas se recomienda prestar especial atención a: rasgos estructurales; cuerpos

tabulares tales como los estratos en rocas sedimentarias; formas del relieve y red de drenaje (figura 7.6). En las fotografías aéreas estos elementos son diferenciables gracias a los distintos tonos de los grises que presentan, estructura, textura y formas geomorfológicas. Las características típicas por medio de las cuales se pueden hacer deducciones e inferencias sobre el tipo de roca del subsuelo son la densidad de drenaje y el relieve de la superficie del terreno.

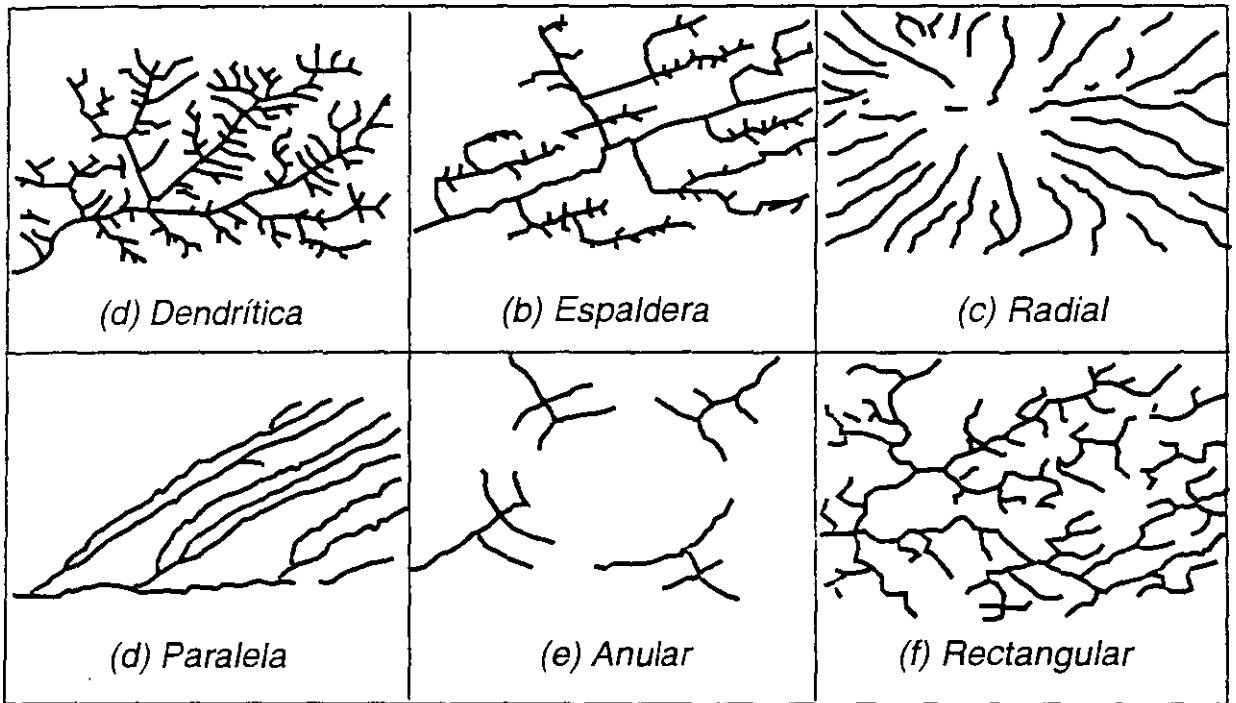


Figura 7.6 Tipos de drenaje.

La densidad de drenaje se define como la relación que existe entre la longitud (L) de todos los arroyos de una cuenca y el área (A) de su superficie. La densidad de drenaje (D) se obtiene de $D = SL/A$. Con el análisis de la densidad de drenaje se hacen evidentes las diferencias litológicas. El análisis del drenaje perenne e intermitente es también un indicador de la naturaleza de las rocas del subsuelo.

El comportamiento del relieve es un indicador de la intensidad de los procesos erosivos en las áreas analizadas.

Aplicaciones. Dentro de las principales aplicaciones de la fotogeología al estudio de sitios para presas están los siguientes:

- Litología y estructuras geológicas.
- Tipo y distribución de unidades litológicas en la boquilla y embalse.
- Reconocimiento de fallas regionales.
- Determinación de sistemas o patrones de fracturamiento en el área de la boquilla.
- Agua Subterránea.
- Afloramientos de rocas y estructuras geológicas asociadas a los acuíferos, así como los sitios potenciales de recarga.
- Localización de manantiales.
- Terrenos muy permeables, como arenas, gravas y rocas cársticas.
- Bancos de Materiales.
- Localización de bancos de arena, grava, arcilla y roca, así como sus caminos de acceso al área de interés.
- Erosión.
- Zonas de suelos y rocas de fácil erosión que influyan en el azolvamiento del vaso.
- Estabilidad.
- Inestabilidad de laderas con movimiento de reptación, deslizamientos por gravedad y flujos de lodo.

7.5.2 Métodos geofísicos

Los métodos de exploración geofísica se emplean en los estudios previos a la construcción. Representan una economía en tiempo y costo; sin embargo, nunca substituyen los estudios directos, sino más bien son complemento de ellos.

En los cuadros 7.5, 7.6 y 7.7 se presentan las características de los métodos geofísicos empleados en la ingeniería.

Los métodos de exploración geofísica empleados con más frecuencia en estudios de sitios para presas son los sísmicos y los eléctricos.

Método sísmico. Consiste en determinar el tiempo de arribo de las ondas sísmicas generadas por una explosión o impacto de una masa, a sismodetectores o geófonos que transforman la vibración mecánica en señales eléctricas que son amplificadas, filtradas y registradas en un sismógrafo.

Las ondas normalmente estudiadas son las longitudinales P, las ondas transversales S y las ondas de superficie Love y Rayleigh.

Existen varios métodos sísmicos, sin embargo el de más aplicación es el de refracción, donde las profundidades de investigación son someras y el tiempo de registro es máximo de un segundo. Las ondas grabadas son el producto de la refracción en las discontinuidades del medio.

Cuadro 7.5 Métodos de exploración geofísica (métodos eléctricos).

Modalidad		Principios físicos	Información obtenida	Aplicación	Generalidades	Restricciones
Sondeos eléctricos verticales	Schulm-Berger Wenner	Generar un campo eléctrico, midiendo la corriente de entrada y el campo potencial través de la diferencia de potencial	Resistividad eléctrica de las diferentes unidades así como su posición	-Zonas de alteración y fracturamiento -Estructuras del subsuelo - Nivel freático - Arcillosidad - Aguas subterráneas - Zonas de baja resistividad - Grado de agresividad de suelos	-Ideal para terrenos poco accidentados topográficamente -Facilidad de ejecución, procesado e interpretación - Variación de la resistividad principalmente en el sentido vertical	-Poca penetración en zonas de poco contraste resistivo - No aplicable en zonas totalmente saturadas y/o salinas - Para grandes profundidades requiere de equipo y consideraciones especiales
Calicatas eléctricas	Dipolo-dipolo Polo-dipolo Polo-polo Bloques	Se genera un campo eléctrico en subsuelo midiendo la corriente eléctrica que se inyecta así como el potencial generado	Se mide la resistividad aparente a manera de perfil continuo	- Detección de anomalías laterales - Accidentes estructurales - Detección de cavidades - Grado de fracturamiento	-Medición de la resistividad en el sentido horizontal y vertical a manera de perfil continuo y profundidad constante	-Profundidad de investigación y función del tamaño de la anomalía a definir -Profundidad somera
Polarización inducida		Inducción de campo eléctrico midiendo capacidad de retener carga eléctrica que tienen los materiales del subsuelo	- Cargabilidad real y profundidad - Resistividad	- Detección de horizontes arcillosos - Acuíferos con problemas de salinidad	- Se aplican en combinación con estudio de resistividad - Sus variantes en arreglos pueden ser los mismos que para resistividad	-No recomendable para condiciones de resistividad alta o heterogénea
Potencial natural		Medición del campo potencial natural que poseen todos los materiales del subsuelo	- Potencial natural	- Zonas de fracturamiento - Contactos verticales - Corrosión de tuberías -Filtraciones de agua	- Se pueden hacer los levantamientos con arreglos normales, gradientes en perfiles, etc.	-Es muy importante la polaridad y orden de la medición - Factores ambientales

Cuadro 7.6 Métodos de exploración geofísica (métodos sísmicos).

Modalidad	Principios físicos	Información obtenida		Aplicación	Generalidades	Restricciones	
Refracción	Generar ondas elásticas en el subsuelo, tomando como arribos las ondas refractadas o reflejadas según el caso	<ul style="list-style-type: none"> - Velocidad de propagación de ondas elásticas tipo P y S - Espesores de unidades sísmicas 		<ul style="list-style-type: none"> - Zonas de alteración - Compacidad de materiales - Arabilidad y dragabilidad - Grado de fracturamiento 	<ul style="list-style-type: none"> - Se generan ondas elásticas por explosión, vibración y/o golpeo - Puede usarse bajo el nivel del mar - Bajo costo 	<ul style="list-style-type: none"> - Siempre $V1 < V2 < V3 < \dots < Vn$ - Para profundidades someras (10-30 m) 	
Reflexión				<ul style="list-style-type: none"> - Zona limpia y/o despalme - Rellenos o acarreo - Propiedades elásticas dinámicas - Configuración de estructuras en el subsuelo 	<ul style="list-style-type: none"> - Son ondas generadas por explosión, vibración y/o golpes - Define estructuras complejas - Profundidades mayores a 50-100 m 	<ul style="list-style-type: none"> - Costos de operación elevados 	
Perfiles acústicos	Reflexión de ondas sísmicas	- Impedancia acústica		<ul style="list-style-type: none"> - Definir la compacidad en los estratos del subsuelo marino - Contactos de depósitos litorales-roca 	<ul style="list-style-type: none"> - Estructuras del subsuelo marino 	<ul style="list-style-type: none"> - Condiciones de ubicación y navegación - Profundidad - Frecuencia de operación 	
Pruebas sísmicas	Generación de ondas elásticas y ultrasónicas	- Velocidad de propagación de ondas elásticas tipo P y S		Determinar parámetros elásticos dinámicos en muestras de roca en laboratorio	<ul style="list-style-type: none"> - Pruebas de laboratorio y/o pequeños afloramientos 	<ul style="list-style-type: none"> - Representatividad de los resultados, en condiciones generales, del macizo rocoso 	
	<i>Cross-Hole</i>	Generar y detectar ondas sísmicas en dos o más pozos de la misma profundidad	Velocidad de ondas P y S en cada unidad	<ul style="list-style-type: none"> - Determinar parámetros elásticos-dinámicos a lo largo del pozo a nivel macizo rocoso 	<ul style="list-style-type: none"> - Se requiere de dos o más pozos a una misma profundidad y además 	<ul style="list-style-type: none"> - Uso de explosivo y/o dispositivo electromecánico para generar el impulso sísmico 	
	<i>Down-Hole</i>	Generar ondas sísmicas en superficie y detectar dentro del pozo		<ul style="list-style-type: none"> - Zonificación de horizontes de baja y alta velocidad - Determinar zonas anómalas entre dos pozos 	<ul style="list-style-type: none"> - Se requiere solo de un pozo adernado con PVC 	<ul style="list-style-type: none"> - Poco espesor de capa superficial 	
Pozos	<i>Up-Hole</i>	Generar ondas sísmicas dentro de un pozo y recibirla en superficie					<ul style="list-style-type: none"> - Uso de explosivo para generar el impulso sísmico
	Tomografías sísmicas	Generar ondas sísmicas y recibirlas en una serie de detectores				<ul style="list-style-type: none"> - Se requiere de dos pozos adernados con PVC 	<ul style="list-style-type: none"> - Separación de pozos en función del tipo de material y anomalía a detectar

Cuadro 7.7 Métodos de exploración geofísica (otros métodos).

Modalidad	Principios físicos	Información obtenida	Aplicación	Generalidades	Restricciones	
Registros de pozos	Eléctricos	Generación de un campo eléctrico midiendo resistividad eléctrica	- Resistividad - Potencial natural	- Estructura del subsuelo y presencia de agua subterránea	- Valores de resistividad a lo largo del pozo - Contactos geológicos	- Necesario correr como pozo sin ademar y con lodo
	Sónicos	Generación de ondas elásticas	- Velocidad de ondas tipo P y S	Propiedades dinámicas de corto alcance	- Uso de frecuencia ultrasónicas para generar impulsos sísmicos	- Principalmente para pozos en roca
	De reflexión	Generación de ondas elásticas		Dureza y estructura en las paredes del pozo		- Su uso es para un entorno del pozo
Radiactivos	Inducción de radioactividad	- Densidad y saturación	Propiedades del suelo	- Correlaciones con otras mediciones	Poco uso en la ingeniería civil	
Magnetometría	Medición del campo magnético terrestre	- Susceptibilidad magnética	- Minería - Geohidrología	- Susceptible a cambios magnéticos de los diferentes materiales del subsuelo	- Aplicación restringida a geotécnia	
Gravimetría	Medición del campo gravitacional	- Variación de densidad	- Exploración petrolera - Minería - Geohidrología - Geotécnia	- Trabajos de tipo regional y semidetalle	- En geotécnia requiere de una alta sensibilidad en los instrumentos de medición	
Radar	Reflexión de ondas electromagnéticas	- Tiempos de viaje de los impulsos electromagnéticos	- Localización de tuberías - Cables - Depósitos enterrados - Estructuras geológicas y/o antropógenos	- Usado como perfilaje continuo - También usado como tomografía en pozos	- Condiciones de los materiales, resistividad, profundidad y frecuencia de operación - Costo elevado	

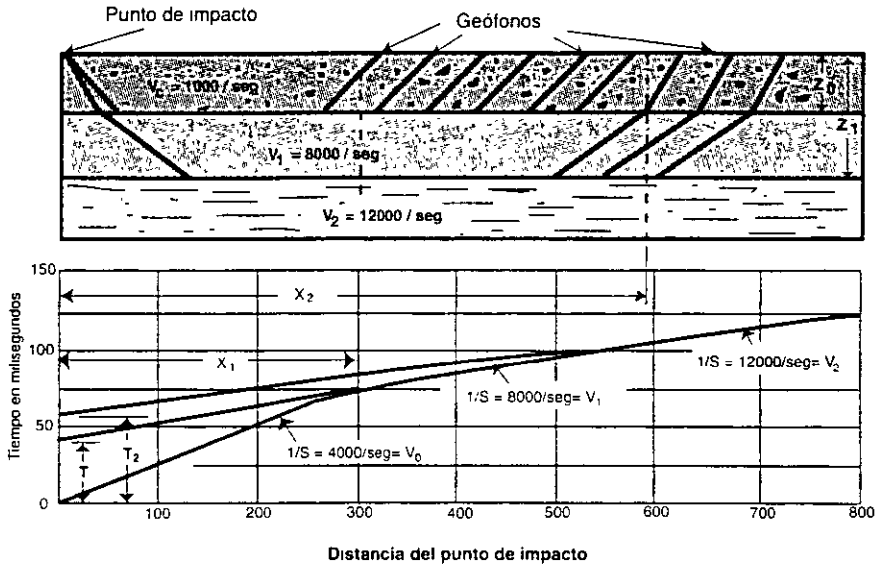


Figura 7.7 Método geosismo.

En la figura 7.7 la onda sísmica en el punto de impacto se transmite por varios caminos a los geófonos. En una gráfica distancia-tiempo se dibujan a partir de los tiempos de arribo de los primeros impulsos en cada geófono. La velocidad de cada una de las capas se obtiene tomando el recíproco de la pendiente de cada segmento de la curva distancia tiempo. Las distancias críticas \$X_1\$ y \$X_2\$ se localizan en las intersecciones de los segmentos de la gráfica. Las profundidades \$Z_0\$ y \$Z_1\$ se pueden calcular por medio de las fórmulas:

$$Z_0 = \frac{X_1}{2} \sqrt{\frac{V_1 - V_0}{V_1 + V_0}} \tag{7.1}$$

o

$$Z_0 = \frac{T_1 V_0 V_1}{2} \sqrt{V_1^2 - V_0^2} \tag{7.2}$$

y

$$Z_1 = \frac{X_2}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} + Z_0 \frac{V_2(V_1^2 - V_0^2) - V_1(V_2^2 - V_0^2)}{V_0(V_2^2 - V_1^2)} \tag{7.3}$$

Una condición importante para la aplicación del método es que la velocidad de propagación de las ondas aumente con la profundidad. Del análisis de los sismogramas es posible distinguir el arribo de las ondas y, a partir de ahí, construir la gráfica tiempo-distancia (dromocrónica) y definir la distribución de velocidades de propagación en el subsuelo.

Cuando se requiere determinar parámetros elásticos del terreno, como la relación de Poisson, y el módulo de elasticidad (Young) dinámicos, es necesario además conocer las velocidades de propagación de las ondas transversales.

El método de refracción es de los más utilizados en exploración geotécnica para definir la calidad de la roca, la profundidad de un depósito o de alteración del terreno y sus parámetros elásticos. En el cuadro 7.8 se presenta la descripción de la velocidad de onda y en el cuadro 7.9 se dan algunos valores aproximados de velocidad para materiales pétreos y suelos.

Cuadro 7.8 Descripción de la velocidad de propagación de ondas de compresión (Anon, 1979).

Clase	Velocidad (km/s)	Descripción
1	Menos de 2,500	muy baja
2	2,500 - 3,000	baja
3	3,000 - 4,000	moderada
4	4,000 - 5,000	alta
5	más de 5.000	muy alta

Cuadro 7.9 Velocidad de onda comprecional de algunas rocas y suelos comunes.

Rocas ígneas	V _p (km/s)	Rocas Sedimentarias	V _p (km/s)
Basalto	5.1-6.4	Yeso	2.0-3.5
Dolerita	5.8-6.6	Caliza	2.8-7.0
Gabro	6.5-6.7	Arenisca	1.4-4.4
Granito	5.5-6.1	Lutita	2.1-4.4
Rocas metamórficas		Suelos	
Gneiss	3.7-7.0	Aluvión	0.3-0.6
Mármol	3.7-6.9	Gravas y arenas	0.3-1.8
Cuarcita	5.6-6.1	Arcilla	1.5-2.0
Esquisto	3.5-5.7	Arcilla arenosa	2.0-2.4
Pizarra	3.5-5.4		

Método eléctrico. Los métodos eléctricos hacen uso de tres propiedades básicas de las rocas: la resistividad (recíproco de la conductividad), actividad electroquímica (método del potencial) y la capacidad de almacenamiento eléctrico (método de prospección inductivo). De ellos el más empleado en investigaciones geotécnicas es el de resistividad (fig. 7.8).

El método de resistividad eléctrica se basa en el principio de que cualquier cambio en la resistencia específica del suelo o la roca cambiará el flujo de la corriente a través del material y por ello, incrementará o reducirá el potencial eléctrico entre dos electrodos de medición.

La resistividad (cuadro 7.10) es función del electrólito contenido en los poros y espacios del material, y es inversamente proporcional a la porosidad. En las rocas masivas fracturadas la densidad y distribución de las discontinuidades directamente controla la resistividad; sin embargo, en presencia de nivel de agua freática no es posible obtener cambios verticales del tipo de roca.

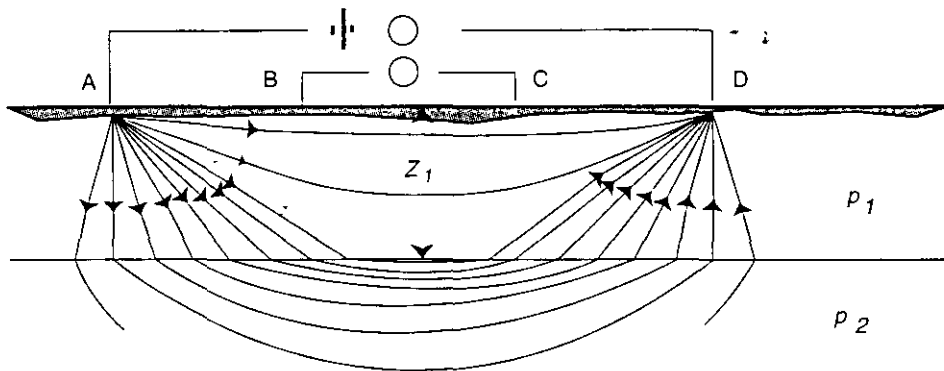


Figura 7.8 Método geoelectrico.

Se han desarrollado varias técnicas de operación, de las cuales la más utilizada en investigaciones geotécnicas, por su sencillez, es el método Wenner, en el que la corriente es transmitida al terreno por medio de electrodos insertados en los puntos A y D, y el gradiente de potencial asociado se mide en dos electrodos secundarios colocados en B y C (figura 7.8). La separación entre electrodos en esta configuración es tal que $BA = BC = CD = \frac{1}{3} AD$.

Cuando la separación entre electrodos es pequeña, muy poca de la corriente inducida es capaz de penetrar en la capa 2 y la resistividad aparente tiende a r_1 . Esta resistividad aparente se puede expresar como:

$$\rho = 2\pi a \frac{V}{I} \quad (7.4)$$

donde:

a es el espaciamiento entre electrodos ($1/3 AD$), V es el voltaje medido y I la corriente inducida.

Cuando los espaciamientos son más grandes que z_1 , la resistividad aparente tiende a r_1 porque la corriente inducida penetra a la capa inferior.

La precisión de este método para predecir la estratigrafía del subsuelo es por lo general menor que la de refracción sísmica y por ello se utiliza menos; sin embargo, es más confiable para determinar la posición del nivel freático.

Cuadro 7.10 Valor típico de resistividad de varios materiales.

Material	Resistividad, ohm-m
Arena	$10 - 1 \times 10^4$
Granito	1×10^5
Diorita	1×10^4
Gabro	$1 \times 10 - 1.4 \times 10^7$
Gneiss	$2 \times 10^5 - 6 \times 10^8$
Pizarra	$6.4 \times 10^2 - 6.5 \times 10^4$
Conglomerado	$2 \times 10^3 - 1.3 \times 10^4$
Arenisca	$7 \times 10^1 - 7 \times 10^3$
Caliza	1.8×10
Marga	7×10^1

7.6 Estudios geológicos en la boquilla y en el embalse

7.6.1 Estudios en la boquilla

Los estudios geológicos de detalle que se realizan en una boquilla deberán dirigirse a determinar una serie de propiedades del terreno de cimentación que permitan arribar a un proyecto seguro, desde la construcción hasta la operación durante su vida útil. Los aspectos más comunes en que se emplea la información geológica en el diseño de presas son los siguientes:

- Determinar el tipo o tipos de rocas, sus contactos y la estructura geológica en que se desplantará la presa, así como las demás obras complementarias.
- Ubicación y orientación del eje de la cortina. El eje de la cortina se debe localizar en las zonas donde la roca de cimentación ofrezca las mejores propiedades de resistencia y deformación, especialmente donde el espesor de roca alterada sea menor. Por lo general, el eje de la cortina se sitúa perpendicular a la dirección del cauce por aspectos de economía, ya que es donde el volumen de materiales es menor. Sin embargo, no siempre las condiciones geológicas de las laderas derecha e izquierda son similares, por lo que en ocasiones se hace necesario modificar la dirección del eje, con cierto esviamiento respecto a la línea teórica perpendicular. Esto permite apoyar el cuerpo de la presa en zonas de mejores características.
- Localizar las principales discontinuidades que están presentes en el área de las obras, evitando, sobre todo que el cuerpo de la cortina se ubique sobre fallas importantes, continuas o regionales. En caso necesario deberá determinarse si la falla es activa. Se define una falla como activa cuando ha presentado desplazamientos en los últimos 10 mil años.
- Determinar el espesor de aluviones en el cauce del río y la granulometría de éstos. Esta información sirve para proyectar la construcción de pantallas plásticas en las ataguías y/o cuerpo de la cortina, cuando éstas se desplantan directamente sobre el aluvión.
- Profundidad de alteración de la roca en las laderas y cauce. Permite programar las excavaciones a lo largo de los apoyos de la cortina para que el desplante se realice en roca de mejores propiedades, ya sea completamente sana o menos alterada que la capa superficial.
- Presencia de fallas, rocas intrusivas o estratos permeables que crucen en forma desfavorable el cuerpo de la cortina. Las estructuras geológicas mayores, cuya dirección comunica el embalse de la presa con el río aguas abajo son, por lo general, las que representan mayores problemas para la cortina, tanto en construcción como en operación. En primer lugar, se trata de estructuras continuas que provocarán pérdida de agua por filtraciones si no son tratadas en forma adecuada desde la etapa de construcción. En segundo lugar, pueden ser estructuras que contengan rellenos de espesor grande y/o roca alterada, que al contacto con el agua de disgregue y que bajo condiciones de flujo se llegue a erosionar.
- Determinación de la permeabilidad general del terreno para evaluar las filtraciones y tratamientos requeridos. En el diseño de los tratamientos de impermeabilización se requiere el conocimiento de las variaciones de la permeabilidad del terreno con la

profundidad y las orientaciones preferenciales del fracturamiento, para poder definir la profundidad máxima de la pantalla de impermeabilización y la dirección óptima de las perforaciones de inyección y drenaje.

- Conocer las condiciones de estabilidad natural de las laderas en que se desplantará la cortina y determinar los posibles mecanismos de falla que podrían desarrollarse bajo las nuevas condiciones que impondrá la propia cortina y su embalse.

7.6.2 Estudios en el embalse

Los objetivos del estudio geológico del área del embalse son varios:

- Determinar las condiciones de impermeabilidad del vaso de almacenamiento.
- Localizar posibles comunicaciones con cuencas cercanas a través de estratos permeables que impidan el llenado del embalse.
- Determinar las condiciones generales de estabilidad en las laderas que quedarán en el entorno del embalse, sobre todo de aquellas que se localizan cerca de la boquilla.
- Estimar el grado de sismicidad que se pueda desarrollar por el llenado del embalse.

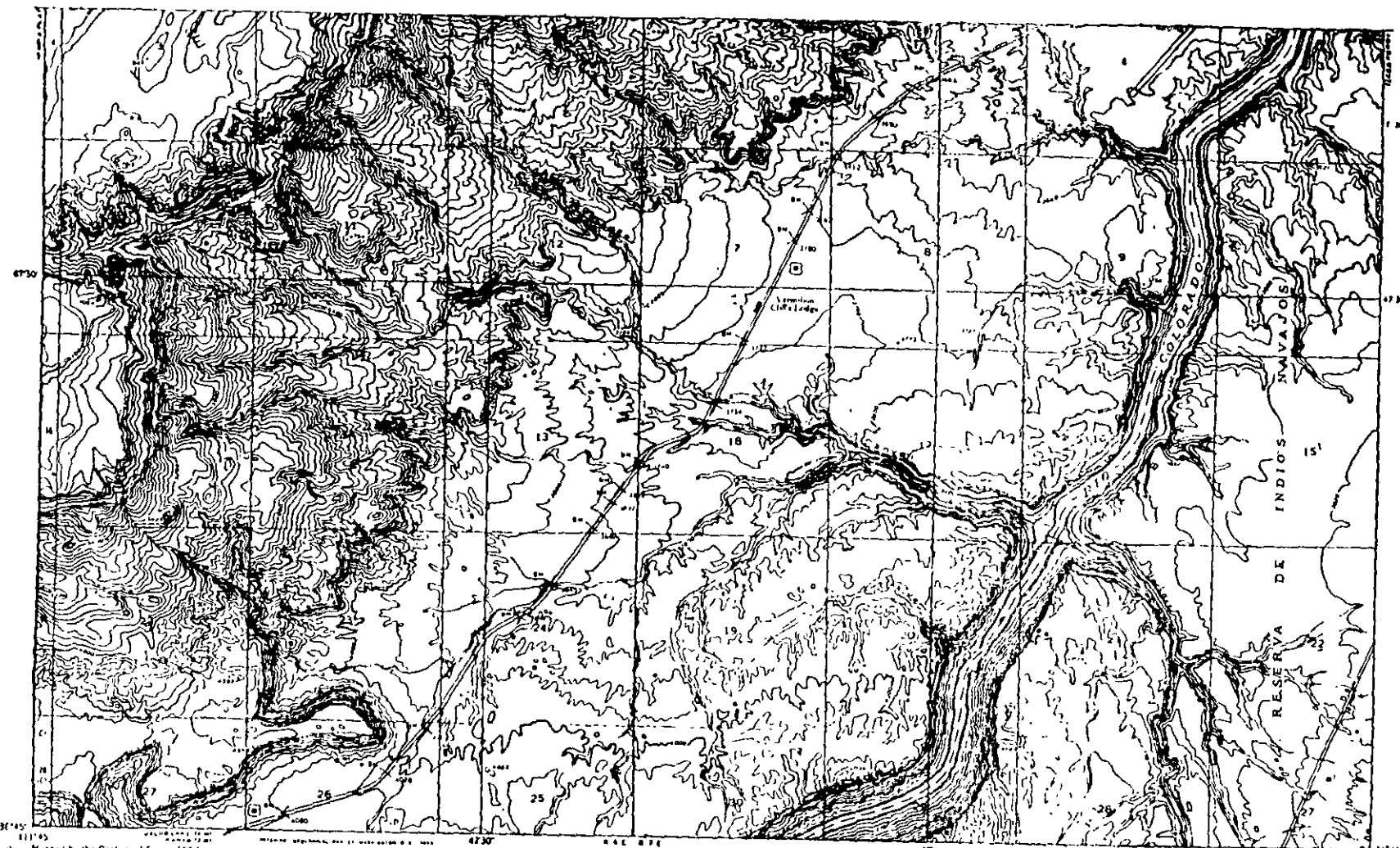
CAPÍTULO 7

MAPAS Y FOTOGRAFÍAS AÉREAS

Uno de los rasgos básicos de la Ingeniería civil lo constituyen los *proyectos* de utilización de la tierra y el agua para satisfacer las necesidades del hombre. Antes de que pueda establecerse un proyecto inteligente, es necesario un conocimiento previo de los siguientes datos: 1) Topografía del emplazamiento del proyecto, es decir, la configuración de la superficie del terreno; 2) Geología y condiciones del suelo en el mismo, esto es, los depósitos que componen la tierra y su superficie meteorizada; y 3) Hidrología del lugar, o sea, la disposición de las aguas superficiales y subterráneas. Estas tres clases de características se pueden representar gráficamente en mapas y fotografías aéreas.

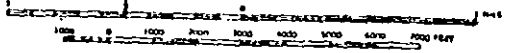
MAPAS TOPOGRÁFICOS

7-1. Descripción general. Un mapa topográfico (Fig. 7-1) es la representación de los aspectos, naturales o debidos a la mano del hombre, de una área mediante signos convencionales en una superficie plana. Un mapa topográfico indica las distancias horizontales entre los distintos aspectos sobresalientes y sus cotas sobre determinado nivel llamado *plano de comparación* (que para la mayoría de los mapas se toma al nivel del mar, altitud, o cota 0.00). La configuración de la superficie de la tierra, que se conoce como *relieve*, se puede representar en el mapa por curvas de nivel, rayados (sombreado con rayado fino para indicar el declive del terreno), o con tintas hipsométricas (diferentes colores indicando las distintas altitudes). De acuerdo con las variaciones en altitud, los relieves pueden ser suaves, moderados o fuertes. En todos los mapas topográficos se representan las aguas superficiales, tales como arroyos, fuentes, lagos y marismas (lo que se llama red hidrográfica), y la llamada *obra humana*, que comprende carreteras, ferrocarriles, aeropuertos, poblaciones y grupos de edificios tales como hospitales aislados o grupos de viviendas. La obra humana se representa en el mapa con símbolos (Figura 7-2). Esta información a veces se suplementa con símbolos indicando vegetación (árboles, arbustos, etc.). Las cercas, líneas eléctricas y telefóni-



Mapped by the Geological Survey 1954
 Topography by multiframe methods from
 aerial photographs taken 1951

SCALE 1:24000





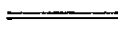

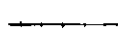
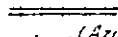
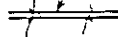
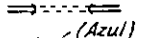
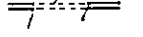

ROAD CLASSIFICATION
 Improved Unimproved

LEES FERRY SW ARIZ



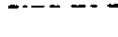

cas, etc., se indican también en muchos mapas. Esta información es especialmente útil para proyectar la investigación previa para estructuras.

Escala. La escala puede variar según el terreno y la posible utilización del mapa. Los mapas topográficos preparados especialmente para estudio

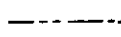
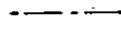


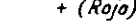
CARRETERAS, FERROCARRILES

<i>Carretera de superficie dura, mucho tráfico</i>		(Rojo)
<i>Carretera de superficie dura, tráfico medio</i>		(Rojo)
<i>Camino afirmado</i>		
<i>Camino sin afirmar</i>		
<i>Camino</i>		
<i>Ferrocarril de vía sencilla</i>		
<i>Ferrocarril de vía doble</i>		
<i>Puente en la carretera</i>		(Azul)
<i>Túnel en la carretera</i>		(Azul)
<i>Vado en la carretera</i>		(Azul)




OBRAS HUMANAS

<i>Presas</i>		(Azul)
<i>Edificaciones</i>		
<i>Línea eléctrica</i>		
<i>Teléfono, oleoducto, etc. (con rótulo indicativo)</i>		





LÍMITES

<i>Estado</i>		
<i>Condado, parroquia, municipio</i>		
<i>Población incorporada</i>		
<i>Reserva nacional o del Estado</i>		
<i>Vértice de sección encontrado</i>		(Rojo)

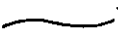
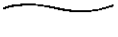


SÍMBOLOS DE MINAS

<i>Pozo abierto o cantera</i>		
<i>Pozo</i>		
<i>Boca de túnel</i>		

DATOS DE CONTROL

<i>Vértice de triangulación o estación de perfil</i>		(Rojo)
<i>Punto con cota comprobada</i>		x 5800
<i>Punto con cota sin comprobar</i>		x 5800 (Todo castaño)
<i>Cota del agua</i>		900 (Azul)

RASGOS HIPSOGRÁFICOS

<i>Curva de nivel</i>		} Todos los símbolos en castaño
<i>Curva de nivel intermedia</i>		
<i>Curva de nivel suplementaria</i>		
<i>Borde de una depresión</i>		

RASGOS HIDROLÓGICOS


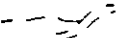

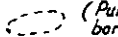
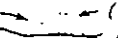

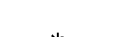

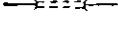


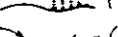

<i>Arroyos perennes</i>		(Todo en azul)
<i>Arroyos intermitentes</i>		(Todo en azul)
<i>Lago intermitente</i>		(Rayado azul pálido, borde azul)
<i>Lago seco</i>		(Puntos castaños borde azul)
<i>Anteplaya</i>		(Puntos negros) (Fondo azul)
<i>Roca o arrecife coralino</i>		(Azul) (Fondo azul)
<i>Roca descubierta o a flor de agua en bajamar</i>		*
<i>Túnel en acueducto</i>		(Líneas azules)
<i>Conducción elevada</i>		(Líneas azules)
<i>Fuente</i>		(Azul)
<i>Rápidos</i>		(Todo en azul)
<i>Glaciar</i>		(Azul) (Castaño) (Curvas de nivel del glaciar en azul, las del terreno en castaño)
<i>Terrenos pantanosos</i>		(Azul con fondo verde claro)

FIG. 7-2. Símbolos de un mapa topográfico. (USGS.)

de grandes estructuras, tales como túneles o presas, pueden dibujarse en escalas de 50, 100 ó 200 metros por cm, mientras que los mapas publicados para el público en general pueden ser de una escala aproximada de 1 milla por pulgada o, más aproximadamente, 1:63.360. Esto quiere decir que una pulgada en el mapa sería igual a 63.360 pulgadas en el terreno. Este último método de expresar las escalas se utiliza en los mapas preparados por el U. S. Geological Survey (USGS) y otros organismos del gobierno, y también se emplea para indicar la escala de las fotografías aéreas. Sin embargo, para

FIG. 7-1. Parte de un mapa topográfico del USGS de un cuadrángulo.

LES FERR ARIZ

APPROXIMATE SCALE

finés técnicos (diseño de proyectos) estas escalas se expresan con mayor frecuencia en tantos pies por pulgada o en tantas millas por pulgada, utilizando números redondos, tales como 1 pulgada = 1.000 pies o 1 pulgada = 2 millas, etc.

Si las distancias reales aparecen en el mapa considerablemente disminuidas se dice que es un mapa de *pequeña escala*. Lo opuesto sería un mapa de *gran escala*. Por tanto, si una área se cubre con dos mapas, y uno de ellos se ha dibujado en una escala de 1 pulgada = 1 milla, éste será un mapa de *pequeña escala*, mientras que el otro, dibujado a una escala de 1 pulgada = 50 pies, será de *gran escala*.

Intervalo entre curvas de nivel. Los puntos con la misma cota se unen con *curvas de nivel* en el mapa. Se llama intervalo la distancia vertical entre dos curvas consecutivas. En países bajos, ondulados, el intervalo entre las curvas de nivel puede ser hasta de 0,5 a 1,5 m, mientras que en terrenos abruptos, montañosos, pueden ser de 15 a 30 metros o mayor aún. Puede variar éste también de acuerdo con el objeto a que se destine el mapa. En mapas especiales para grandes estructuras no es raro utilizar intervalos de 50 cm, sea el que fuere el relieve, puesto que puede ser importante un conocimiento detallado de sus menores variaciones. Por ejemplo, la situación y tamaño de los bloques de roca tiene su importancia para determinar el volumen y clase de desmontes necesario para una estructura.

7-2. Redes de control.¹ Para el levantamiento topográfico de una zona es necesario el establecimiento previo de una serie de estaciones claves relacionadas entre sí por medidas precisas: este sistema de estaciones se denomina generalmente *red de control*. El control *horizontal* consiste, en primer lugar, en la determinación de las latitudes y longitudes de las cotas de ciertos puntos del terreno. El *vertical* es la determinación precisa de estos puntos o vértices. Éstos se marcan en el terreno con *referencias* (placas metálicas especiales colocadas, en forma firme y segura, en bloques de cemento). La red que relaciona estos puntos entre sí debe ser cerrada; es decir, los itinerarios se hacen en forma de circuito, de punto en punto, terminando bien en el que se comienza o en un punto previamente establecido cuyas situación y cota son ya conocidas. Según la magnitud de error en el cierre, la red de control puede ser de primero, segundo, tercero o cuarto (el de menor precisión) orden. La red de control de primer orden se establece por triangulación, que es la medición precisa de la *situación y cota relativas* de tres puntos muy separados en el terreno. Se hace el levantamiento de un triángulo en el terreno y se van añadiendo gradualmente otros triángulos semejantes. El tipo de red depende del fin para el que se hace el levantamiento, el cual predetermina, por tanto, la elección de los instrumentos topográficos que han de utilizar y el carácter del trabajo de levantamiento.

La triangulación en una montaña, por ejemplo, en la que ha de situarse un túnel, debe hacerse con precisión de primer orden, pues si el túnel se perfora con dos frentes (es decir, desde ambos lados) ambas perforaciones deben encontrarse precisamente en el mismo punto y a la misma cota. En cambio, un levantamiento para un embalse no necesita ser tan preciso y, así, puede utilizarse para la ejecución del mapa un control de tercero o incluso de cuarto orden.

7-3. Sistemas de cuadrículado. Los ingenieros necesitan normalmente mapas de escalas grandes referidos, por comodidad, para efectuar medidas, a ejes de coordenadas ortogonales. Por este motivo, los mapas (aunque no todos) están provistos de *sistemas de cuadrículado*.

Un cuadrículado consiste en dos sistemas de líneas paralelas que se intersectan en ángulo recto para formar una red de cuadrados, cuyos lados pueden ser hasta de 3.000 metros o incluso mayores o pueden llegar a no tener más que 150 metros. Un cuadrículado se adapta al área plana que en la cartografía sustituye la zona real de la superficie del terreno que representa. Esta sustitución, realizada de acuerdo con ciertas reglas, produce una pequeña distorsión de la zona, que es inevitable, ya que la superficie curvada de la tierra no puede desarrollarse en un plano. El meridiano central del área representada (pasando aproximadamente por su centro) es el eje *Y* de la red. El eje *X* es perpendicular al *Y* y está situado en el extremo sur de la zona dada. La intersección de estos dos ejes es el origen de coordenadas. Su coordenada *X* o abscisa no es cero (0) sino que se le asigna un valor mayor que la mitad de la anchura del área para evitar el utilizar valores negativos de *X*. Las abscisas crecen numéricamente de Oeste a Este y las ordenadas o coordenadas *Y*, de Sur a Norte (regla mnemotécnica: «leer a derecha y arriba»). Los valores asignados a las abscisas deben tener una diferencia considerable con los de las ordenadas y para evitar confusiones al situar puntos, se pueden dar, por ejemplo, a las coordenadas norte o *Y*, un sistema de números que partiendo de 500.000 crezcan hacia el Norte, mientras que las Este o *X* pueden partir de 100.000 y crecer progresivamente hacia el Este. Así el mapa situaría un punto, por ejemplo, 550.000 Norte; 125.000 Este. A menos que se cartografien áreas muy amplias, no es conveniente utilizar valores de coordenadas superiores al millón, por las molestias que ocasionan en el trazado.

Hay varios sistemas de cuadrículado. El sistema militar de cuadrícula de los Estados Unidos, inicialmente en yardas, se ha expresado desde 1947 en metros (UTM, Universal Transverse Mercator). Este sistema subdivide los Estados Unidos continentales en siete zonas, denominadas de *A* a *G* en dirección de Este a Oeste. Así, Connecticut está situado en la zona *A* y California está casi completamente en la zona *G*.² La retícula mundial es prácticamente una extensión de los sistemas militares de cuadrículado norteamericanos y británicos. Los sistemas de coordenadas del Estado³ en los Estados Unidos (State Coordinate Systems) están

basados en el hecho de que en una faja de la superficie de la tierra de 250 km terrestres de ancho (medidas a lo largo de un meridiano) el error introducido (longitud real de una línea de la retícula construida para dicha faja es despreciable (menos del 1%). Por tanto, subdividen las superficies de los estados en áreas cuadrículadas que no exceden de los 250 km terrestres en dirección norte-sur. En esta distribución California tiene siete de estas áreas cuadrículadas, mientras que Connecticut tiene solamente una.

La lectura de un mapa topográfico basado en un sistema de cuadrículado ofrece poca dificultad, ya que las coordenadas vienen representadas en ellos por trazos pequeños con la numeración al margen del mapa. La preparación de tales mapas es, sin embargo, un proceso complicado, que requiere la aplicación de fórmulas y tablas que ha publicado, en los Estados Unidos, el USCGS.³

El sistema de coordenadas debe establecerse antes o durante la investigación para una estructura. Sólo entonces pueden referirse las operaciones de reconocimiento, particularmente los sondeos, a dicho sistema. Si es posible que una investigación continúe durante varios años, conviene referir algunos de los sondeos iniciales de reconocimiento a mojones permanentes o a puntos de referencia de la triangulación que haya en la zona. No es raro encontrar que en el *área de trabajo* se han utilizado más de un sistema de coordenadas y al pasar los años se han perdido las referencias entre los distintos sistemas. Así, es posible que no se replanteen exactamente registros de sondeos referidos a sistemas de coordenadas anteriores, si es que pueden replantearse.

7-4. Mapas topográficos publicados de información similar. La mayoría de los mapas topográficos publicados en los Estados Unidos los ha preparado el U. S. Geological Survey. El USCGS había establecido la red de vértices geodésicos de primer orden. En cuanto al USGS, en su trabajo subdivide estas grandes zonas en las redes de vértices de tercer y cuarto orden necesarias para la preparación de los mapas topográficos.

Desde 1942, el USGS ha adoptado ciertas normas sobre el grado de exactitud para todos sus mapas topográficos: 1) horizontalmente, el 90% de los rasgos planimétricos bien definidos deben dibujarse en el mapa publicado en su posición correcta, con una tolerancia de 40 pies en el terreno para los mapas de escala 1/24.000 y 1/62.500, y 2) verticalmente, el 90% de las cotas interpoladas entre las curvas de nivel deben tener una tolerancia de la mitad del intervalo entre dichas curvas.

Los mapas topográficos basados en la cuadrícula de coordenadas militares los publican varias dependencias de las instituciones para la defensa de los Estados Unidos, particularmente el Army Map Service. Están representadas en estos mapas las autopistas y carreteras y se especifican sus condiciones de tráfico. Otra fuente importante de mapas topográficos, aunque

pequeña escala, es el USCGS, que publica los mapas aeronáuticos («mapas de vuelo») de los Estados Unidos y sus territorios. En estas cartas la topografía viene representada generalmente con tintas hipsométricas y curvas de nivel de intervalos enormes (hasta de 150 a 300 metros). Son prácticas para determinar el acceso a los emplazamientos de estructuras y frecuentemente son los únicos mapas disponibles que indican las carreteras y topografía para ciertas áreas de los Estados Unidos (pues no todos los Estados Unidos están cubiertos por mapas topográficos de gran escala). Otra fuente de información, sobre todo en los estados del Oeste, son los mapas publicados por el Servicio Forestal (U. S. Forest Service) y el Servicio de Parques Nacionales. En estos mapas raras veces viene representada la topografía, pero generalmente aparece la red hidrográfica, pistas y la obra humana en las áreas de los bosques y parques nacionales.

Los mapas de carreteras de los condados, que pueden conseguirse prácticamente de todos los departamentos de carreteras de los estados, representan otra fuente excelente de información para el acceso al emplazamiento de una obra. Estos mapas se basan en los límites de *counties; ranges, townships y sections* (§ 7-5) e indican las principales corrientes de agua y todas las carreteras, desde las grandes autopistas a las carreteras locales o pistas de montaña.

Mapas del reconocimiento de ríos y costas. La información del reconocimiento de ríos del USGS reseña el curso y gradiente de los ríos y arroyos, configuración del fondo del valle y laderas adyacentes (con curvas de nivel), y la situación de las poblaciones, construcciones aisladas, acequias de riego y carreteras.⁴ La topografía de algunos ríos puede también obtenerse en el Cuerpo de Ingenieros del Ejército de los Estados Unidos. Si no se consigue un mapa topográfico o de algún otro tipo, los mapas del reconocimiento de ríos pueden dar el número suficiente de datos para los pasos iniciales en el proyecto del plan de investigación del emplazamiento de una obra, en particular de una presa.

Los ingenieros que estén interesados en construcciones en costas y puertos pueden consultar las cartas preparadas por el USCGS.⁵ Estas cartas cubren las costas del Atlántico, Golfo y Pacífico, y también de Alaska, Puerto Rico, Hawai y las islas Filipinas. Prácticamente, todas estas cartas están dibujadas en escala decimal, en general de 1/10.000 a 1/80.000.

La American Geographical Society, Broadway, 156 th St., New York 32, N. Y., ha preparado unos mapas excelentes que cubren la mayor parte de América del sur y central. Se pueden obtener en hojas, a escalas de hasta 1/1.000.000. La topografía se representa en ellos por curvas de nivel y tintas hipsométricas. Todas las pistas, carreteras, aeropuertos, etc., están indicados en estos mapas.

7-5. Subdivisiones del mapa topográfico. Los mapas topográficos se publican en hojas que cubre cada una lo que se llama un cuadrángulo, es decir,

una superficie limitada por meridianos y paralelos. Las dimensiones totales de estas hojas pueden variar considerablemente, aunque las medidas más comunes son $16\frac{1}{2} \times 20$ y 22×27 pulgadas.

La mayor parte de las zonas de los Estados Unidos cubiertas por mapas se subdividieron en áreas de 24 millas de lado. Estas áreas, que están limitadas al Este y al Oeste por meridianos y al Norte y al Sur por paralelos, se subdividen en *townships* y *ranges*. Los *townships* son cuadrados de seis millas de lado, contienen 36 *sections* y están numerados en orden creciente hacia el Norte o el Sur de la línea de base del levantamiento: por ejemplo: Township 1 Norte (T 1 N), Township 2 N (T 2 N), etc. También se numeran hacia el Oeste o el Este del meridiano principal del levantamiento en tiras de 6 millas de ancho llamadas *ranges*; por ejemplo: Range 1 Oeste (R 1 W), Range 2 Oeste (R 2 W), etc. Cada *section* es 1 milla cuadrada y contiene 640 acres. Las *sections* se dividen ocasionalmente en medios, cuartos e incluso porciones menores. Casi todas las propiedades en las zonas ya levantadas pueden situarse con respecto a los *township*, *ranges*, *sections* y porciones de *section*, utilizando ciertos signos convencionales.

El USGS, el USCGS y el Catastro de los Estados Unidos (GLO) colocan mojones en los vértices de algunos *townships*, *ranges* y *sections* (vértices cuartos), y en los de un octavo de *section* (vértices octavos). (No deben confundirse estos mojones con los vértices de las concesiones mineras, que son mojones, a veces permanentes colocados en sus límites.) Los mojones pueden utilizarse para puntos de partida o de referencia cuando se hace un levantamiento en una propiedad.

MAPAS Y MODELOS GEOLÓGICOS

7-6. Tipos de mapas geológicos. Hay dos tipos básicos de mapas geológicos: 1) los superficiales y 2) los profundos. Los primeros se ejecutan a partir de los datos recogidos en la superficie del terreno, y los segundos, de los registros de pozos y sondeos, investigaciones geofísicas y extrapolaciones de los datos de la superficie. Los mapas superficiales se suelen dividir en 1) mapas de suelos y 2) mapas de subsuelos. Los mapas de suelos representan el carácter y distribución de los distintos terrenos en la superficie, tales como los afloramientos, es decir, lugares en que las rocas aparecen expuestas, o bien los afloramientos y tierras. En dichos mapas éstas se clasifican de acuerdo con su origen, tal como glacial, aluvial, etc. (capítulo 3). Estos mapas pueden ser muy útiles a los ingenieros, por ejemplo: los mapas de materiales de construcción en los estados de la cuenca del Missouri, levantados por el USGS, indican la situación de los depósitos de arena y grava y las fuentes de áridos.

Los mapas geológicos del subsuelo (véase la figura 7-3) representan la superficie de la tierra como aparecería si se eliminara todo el revestimiento. Se pueden indicar también los afloramientos con ciertos símbolos. Los detalles



FIG. 7-3. Parte de un mapa geológico del USGS.

estructurales, tales como fallas (las líneas llenas o de trazos con tendencia Norte-Sur en la figura 7-3), rumbos y buzamientos de las formaciones, ejes de anticlinales y sinclinales, etc., se representan por símbolos. También se

indican los contactos entre las distintas formaciones. A cada mapa acompaña una leyenda o explicación de los símbolos utilizados al componerlo (Fig. 4 y en ella se incluyen los símbolos estratigráficos, como se indica a continuación.

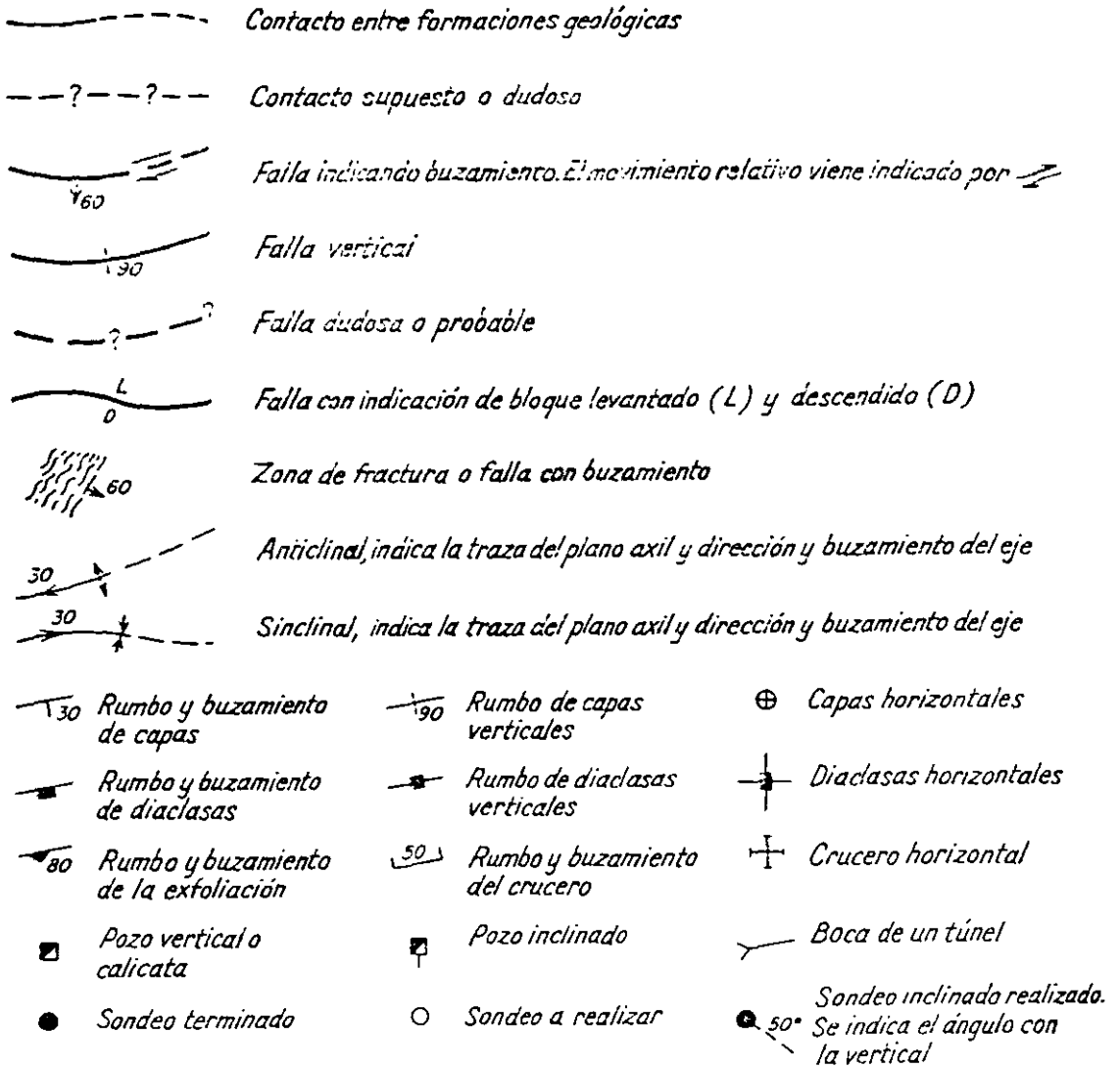


FIG. 7-4. Símbolos en los mapas geológicos. (USGS y USBR.)

Los períodos o edades geológicas se identifican o simbolizan utilizando el siguiente sistema de letras:

Q Pleistoceno y Reciente	T Triásico	S Siluriano
T Terciario	P Permiano	O Ordoviciense
K Cretáceo	C Carbonífero	ξ Cambriano
J Jurásico	D Devoniano	pξ Precambriano

Los símbolos utilizados para cada una de las distintas formaciones que aparecen en un mapa dado se anotan en la «Explicación» en orden descendente, con la más reciente encabezando la lista y la más antigua en la parte inferior. Para indicar tramos específicos, se utilizan letras pequeñas (subíndices), por ejemplo K_d , que significa la formación Dakota, del Cretáceo, o D_g , que se refiere al granito Devoniano (donde este granito no tiene un nombre específico).

Como las estructuras del subsuelo, al ser tridimensionales, no pueden representarse de una forma apropiada en el mapa bidimensional, que no es esencialmente más que una proyección horizontal, para completar la información del mapa se suelen añadir cortes geológicos o columnas estratigráficas. El *corte geológico* (la figura 7-3 proporciona una ilustración de uno de estos cortes) representa los estratos tal como aparecerían en un plano vertical que cortara el terreno. Los cortes geológicos, si se han realizado correctamente, son muy interpretativos. Al preparar un corte, el geólogo aprovecha también la información obtenida de los sondeos, registros, minas, trincheras y cortes en las canteras, investigaciones geofísicas y otros tipos de excavaciones en el lugar. Un corte geológico puede considerarse análogo a una sección o «alzado» de una estructura en los planos de una obra. Tendrá iguales las escalas vertical y horizontal. Sin embargo, debido a las limitaciones impuestas por el tamaño de una hoja de papel manejable o por razones de claridad, es necesario muchas veces *exagerar* la escala vertical, es decir, hacer la escala vertical varias veces mayor que la horizontal (o viceversa, en algunas circunstancias). Por ejemplo: un corte geológico puede tener una escala horizontal de 150 metros por cm y una vertical de 15 metros por centímetro, y en este caso el corte distorsionado tiene una exageración vertical de 10 a 1. Cuando se usan cortes distorsionados, se debe dar una interpretación correcta a las pendientes que aparecen en ellos. Si se exagera la escala vertical, el buzamiento de los estratos en el corte, comparado con el buzamiento real, resultará considerablemente aumentado y los sondeos inclinados de exploración aparecerán más cerca de la vertical de lo que lo están realmente (comparar § 6-20).

La figura 7-5a nos indica cómo dibujar un buzamiento distorsionado. Se dibuja el buzamiento verdadero (en este caso, 5°) hasta que corte una recta vertical cualquiera BD en un punto C . Se toma la distancia BC , a partir del punto B , tantas veces como lo indique la exageración vertical (10 veces en este caso). AD será el buzamiento distorsionado.

En la figura 7-5b vemos cómo representar la dirección de un sondeo inclinado que forme con la vertical un ángulo dado (40° en la figura) en un corte con exageración vertical (5:1 en el ejemplo). Se traza una horizontal BD y se divide en tantas partes como indique el grado de exageración vertical (5 veces en este caso). AC será la dirección distorsionada del sondeo.

La *columna estratigráfica* (o columna geológica) se da en la forma de tira vertical de $\frac{1}{2}$ a 1 pulgada de anchura, en uno de los lados del mapa. Indica la sucesión, potencia o identidad de los distintos estratos encontrados.

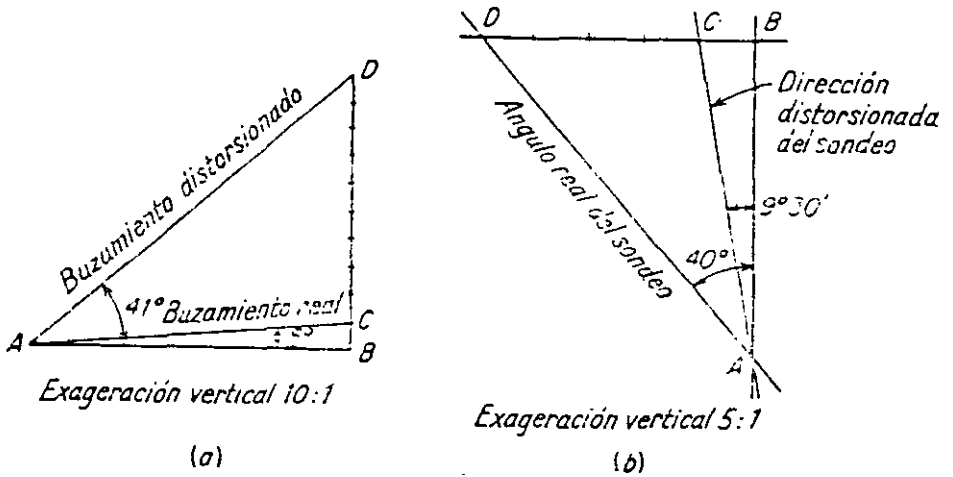


FIG. 7-5. Rasgos geológicos distorsionados.

en el área a la que se refiere la columna. Recuerda bastante los registros de los sondeos, pero, generalmente, no tiene escala vertical, pues las potencias indicadas son solamente relativas.

7-7. Bloques diagramas. A veces, los mapas superficiales y los cortes geológicos, por ser bidimensionales, no pueden representar adecuadamente una estructura geológica compleja. En tales casos, se pueden utilizar los *bloques diagramas*. Hay dos tipos de esta clase de diagramas: en isometría y en perspectiva. En los primeros las aristas paralelas del bloque se dibujan también paralelas en representación y las medidas pueden tomarse a escala directamente sobre cualquiera de los tres ejes (Fig. 7-6a). En el caso más simple de perspectivas, las aristas laterales del bloque se cortan en un «punto de fuga» *A*, tal como se indica en la figura 7-6b. El punto de fuga está situado en el plano horizontal que pasa por los ojos del observador, y las distancias solamente pueden tomarse a escala en el eje frontal horizontal. ⁶ Hace falta un tiempo considerable para dibujar un *bloque diagrama* con exactitud suficiente, y en algunos casos resulta más conveniente el uso de maquetas (§ 7-8).

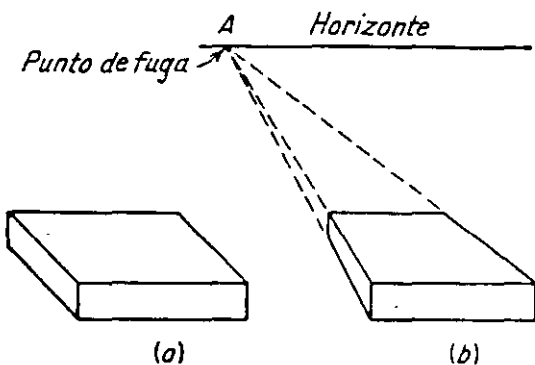


FIG. 7-6. Diagramas en bloques: a) isométrico, b) perspectiva.

7-8. Maquetas. La figura 7-7 muestra una maqueta que describe las condiciones geológicas bajo parte de una presa. La hoja que se utiliza como base

puede ser un mapa topográfico (como en la figura 7-7) o una fotografía aérea de gran escala. Se sitúan en ella los sondeos y calicatas realizados en el proyecto. Se asigna a esta base una cota determinada y así se convierte en un plano de comparación con el que se relacionan las demás cotas. En el punto en que se ha situado cada sondeo o calicata se taladra un agujero en el que

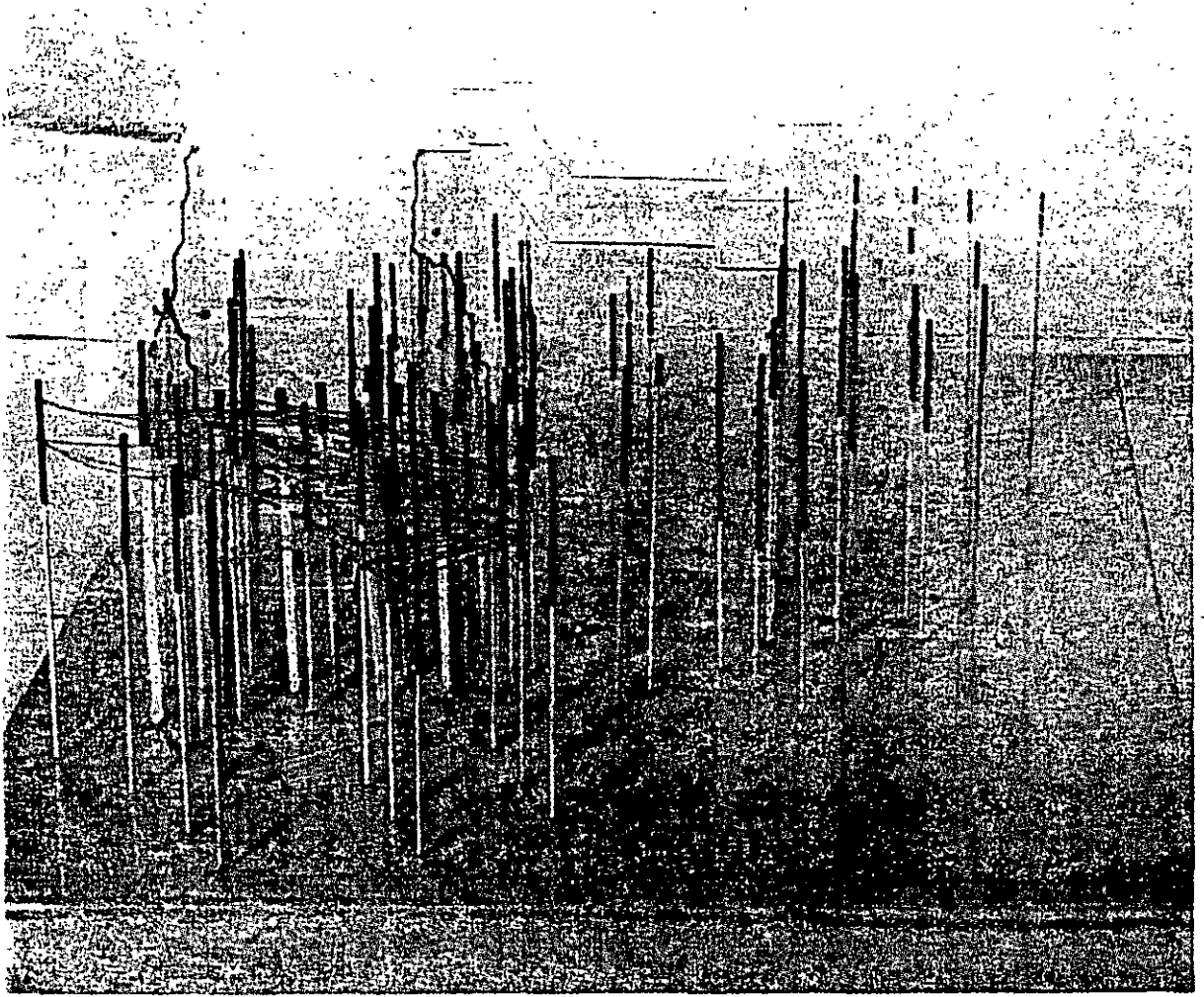


FIG. 7-7. Maqueta de las condiciones geológicas bajo parte de la presa Davis, Arizona.

se inserta el modelo correspondiente; si hay sondeos inclinados, se pueden representar adecuadamente haciendo el taladro inclinado. Los modelos de los sondeos son barras hechas de alguna materia fuerte, como clavijas de madera, varillas de soldadura, tubos de cobre, etc. Se representa sobre estos modelos el registro de los sondeos correspondientes pintándolos de diversos colores; cada color corresponde a determinada formación. Para indicar la marcha de los contactos entre formaciones se utilizan trozos de cordeles a veces de diferentes colores. Estas cuerdas pueden ir pegadas a las distintas varillas o

bien atravesarlas por pequeños agujeros taladrados en ellas. Cuando las cuerdas están ya colocadas (o a veces antes, según convenga) se preparan las maquetas de la estructura proyectada, cortándolas de hojas de plástico y encolándolas a la base (como se ha hecho en la figura 7-7). Cada modelo debe tener una escala vertical, generalmente hecha en cartón o madera; la escala horizontal se indica en la hoja de la base.

El tiempo necesario para confeccionar una maqueta dependerá del tamaño y complejidad del modelo y el grado de exactitud deseado. El modelo de la figura 7-7 se preparó en cuatro jornadas, utilizando taladros finos para insertar los hilos.

7-9. Información sobre mapas geológicos. La mejor fuente para conseguir mapas y otras informaciones geológicas es el USGS.⁴ Sus mapas se publican en varias formas: 1) *Folios*, que contienen hojas topográficas de un cuadrángulo con los rasgos geológicos superpuestos a las mismas, y una discusión de la historia geológica detallada de la zona (desde 1945 se han publicado, en lugar de los folios, las hojas geológicas individuales de cuadrángulos, Fig. 7-3); 2) *Boletines y Professional Papers* (publicaciones profesionales), que generalmente discuten con gran detalle cuestiones de geología específica o local; y 3) *Water Supply Papers* (nota 2 del capítulo 5), que proporcionan datos sobre aguas superficiales y subterráneas de una zona dada, breve descripción de su geología y un mapa.

En 1951 el USGS inició la preparación de folios y mapas de Geología ingenieril⁷ que contienen la geología general de una zona y datos de interés para los especialistas en este tipo de Geología; por ejemplo: condiciones del terreno para el emplazamiento de estructuras, ubicación de materiales de construcción, etc.

El USGS publica también, pero ocasionalmente, mapas de petróleo y gas natural en las zonas donde predominan estos yacimientos. Sin embargo, la mayoría de estos mapas los publican las compañías petrolíferas o los servicios geológicos de los estados. Estos últimos organismos despliegan, en general, gran actividad en la publicación de informes geológicos locales, pero no existen en todos los estados. La Comisión del Río Mississippi del Cuerpo de Ingenieros ha realizado un notable trabajo estudiando y representando en forma gráfica la geología del Valle del Mississippi.⁸ Las bibliotecas de las universidades locales son otras fuentes de información, menos conocidas, pero que a veces resultan fructíferas. Por ejemplo, están archivadas en ellas todas las tesis de los estudiantes graduados,^{9a} y frecuentemente una de las tesis geológicas estudia la zona en la que el ingeniero desea trabajar. Los departamentos de carreteras de los estados publican ocasionalmente boletines que contienen información geológica. Algunos mapas grandes, pero dibujados en escala reducida, describen la geología y algunos rasgos geológicos de los Estados Unidos en conjunto; por ejemplo: *El Mapa Geológico de los Estad*

Unidos (USGS), *El Mapa Glacial de los Estados Unidos* y *El Mapa de depósitos de loes y suelos de origen eólico de los Estados Unidos* (ambos publicados por la GSA), y *Las formas de relieve de los Estados Unidos* (formado por E. Raisz y que se puede obtener en la Universidad de Harvard).

7-10. Utilización de los mapas geológicos en ingeniería. Un ingeniero civil, de tipo medio, con conocimientos de topografía y geometría descriptiva, debe encontrar poca dificultad en la lectura de los mapas y cortes geológicos. Sin embargo, antes de hacer uso de tales datos, debe tener cuidado con el grado de exactitud con que se ha preparado el mapa que va a utilizar. En los mapas de pequeña escala, tales como los que aparecen en los boletines y folios del USGS, se intenta dar una idea *general* de la geología de la zona, y siendo así, aunque incluyan todos los rasgos geológicos-estructurales presentes, no son suficientemente exactos para ser utilizados directamente en la práctica de la ingeniería. Por ejemplo: cuando se presenta un canal, el ingeniero tiene que determinar qué partes del mismo deben ir revestidas y cuáles no. Utilizando los mapas publicados, puede descubrir diversos terrenos que el canal va a atravesar, pero cometerá un serio error si intenta deducir del mapa, midiendo a escala, las longitudes del canal en cada una de las formaciones. Esto se remedia, en las grandes empresas de construcción, preparando, directamente en el campo, mapas geológicos especiales para las estructuras proyectadas.

Generalmente, hay dos fases en la preparación de mapas geológicos para estructuras específicas. En la primera se hace una investigación de reconocimiento. En ésta, el geólogo utiliza una brújula tipo Brunton, o semejante para medir ángulos horizontales, pendientes de laderas, rumbos y buzamientos (Fig. 7-8a). En la segunda fase, para más detalle, utiliza generalmente una mesa plana y una alidada (plancheta) (Fig. 7-8b). Con éstas puede establecer la situación de los contactos entre formaciones y los rasgos geológicos estructurales de la zona, con el mismo grado de exactitud que los mapas topográficos publicados. Para estas dos fases puede servir de base una parte de una hoja topográfica, una fotografía aérea ampliada o simplemente una hoja de papel en la que se han situado los vértices topográficos. En este último caso, el mapa geológico se superpone más tarde a un mapa topográfico de la zona dada. Cuando no se dispone de mapas ni de vértices topográficos, se pueden tomar las cotas por alturas barométricas o con un altímetro de bolsillo. En todos los casos, los levantamientos geológicos se cierran, bien en el punto de partida, bien en un punto situado en forma definitiva en la red de vértices.

El grado de detalle de un mapa geológico especial depende del destino que se le vaya a dar. Normalmente, debe darse en él la información siguiente: 1) la *litología* o estratigrafía de la zona, es decir, los tipos de roca, cómo se presentan, tamaño de grano, color y constituyentes minerales; 2) la *estructura*

de la roca, comprendiendo la estratificación, laminación, rumbo y buzamiento de las capas, apizarramiento, fracturas, diaclasas, etc.; y 3) la profundidad y características del *revestimiento* y *roca meteorizada*. Si presenta inconvenientes la representación en el mapa de alguno de los detalles mencionados, debe registrarse en el informe geológico que lo acompañe. En todo caso

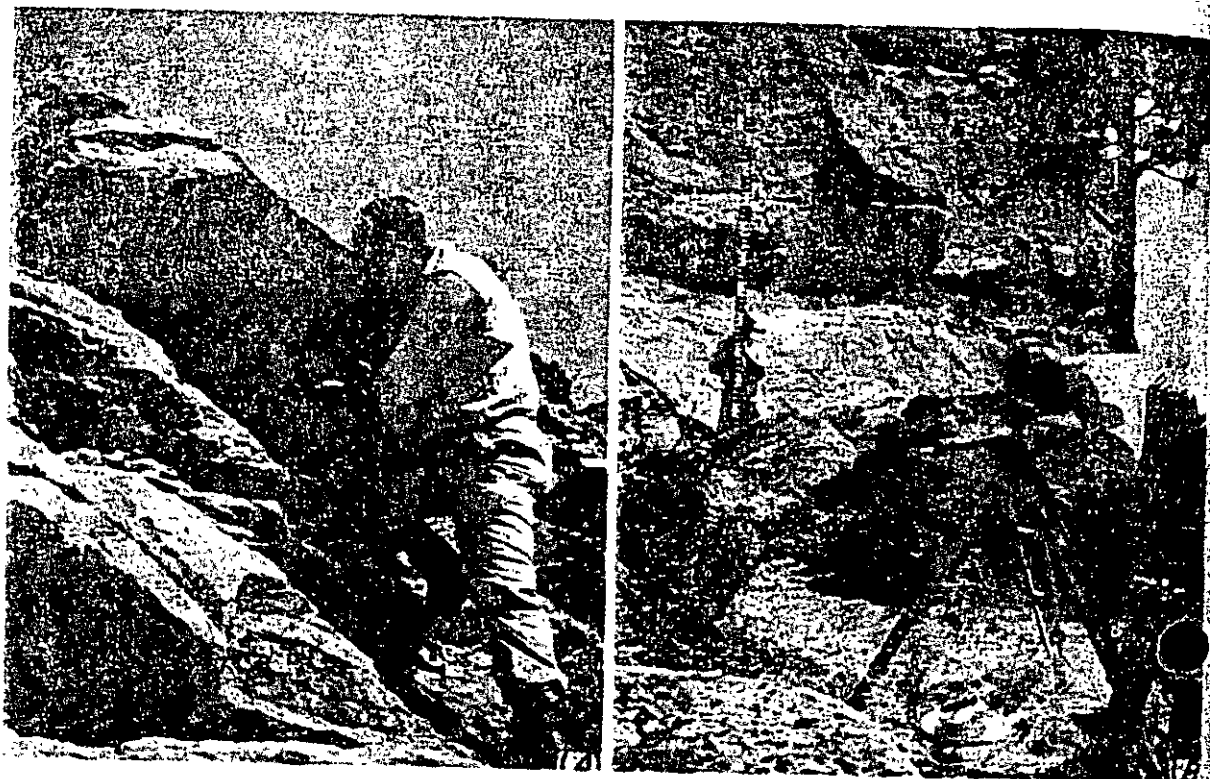


FIG. 7-8. Métodos de campo para la ejecución de mapas geológicos: (a) empleo de una brújula Brunton para medir el buzamiento, (b) empleo de una plancheta. (Fot. USBR.)

todas las observaciones detalladas de campo deben anotarse cuidadosamente en la libreta de campo para su registro posterior. El trabajo de campo del geólogo en la fase del levantamiento detallado del mapa geológico es muy semejante al del topógrafo, con algunas variaciones. La plancheta se sitúa en una estación, el portamiras se mueve de un punto a otro y a cada punto se le asigna un número y se sitúa en el mapa. El portamiras es generalmente un geólogo (Fig. 7-8b) y bajo el número del punto anota en la libreta los datos geológicos observados en él. Más tarde, en la oficina los datos pertinentes de la libreta se sitúan en el mapa geológico.

La *rosa o roseta de diaclasas* en el mapa geológico (Fig. 7-9) representa diagramáticamente la dirección e intensidad de las diaclasas en una zona. Este diagrama permite al ingeniero deducir rápidamente la dirección de las rocas más diaclasadas en relación con la estructura proyectada. La roseta resulta especialmente útil en el proyecto de túneles, presas de bóveda y cas

de máquinas. Para dibujarla, el geólogo anota simplemente todas las diaclasas que puede observar en una área dada y las agrupa de acuerdo con su rumbo. La roseta también puede utilizarse para representar el grado de fracturación e importancia de las fracturas si éstas siguen una marcha determinable.

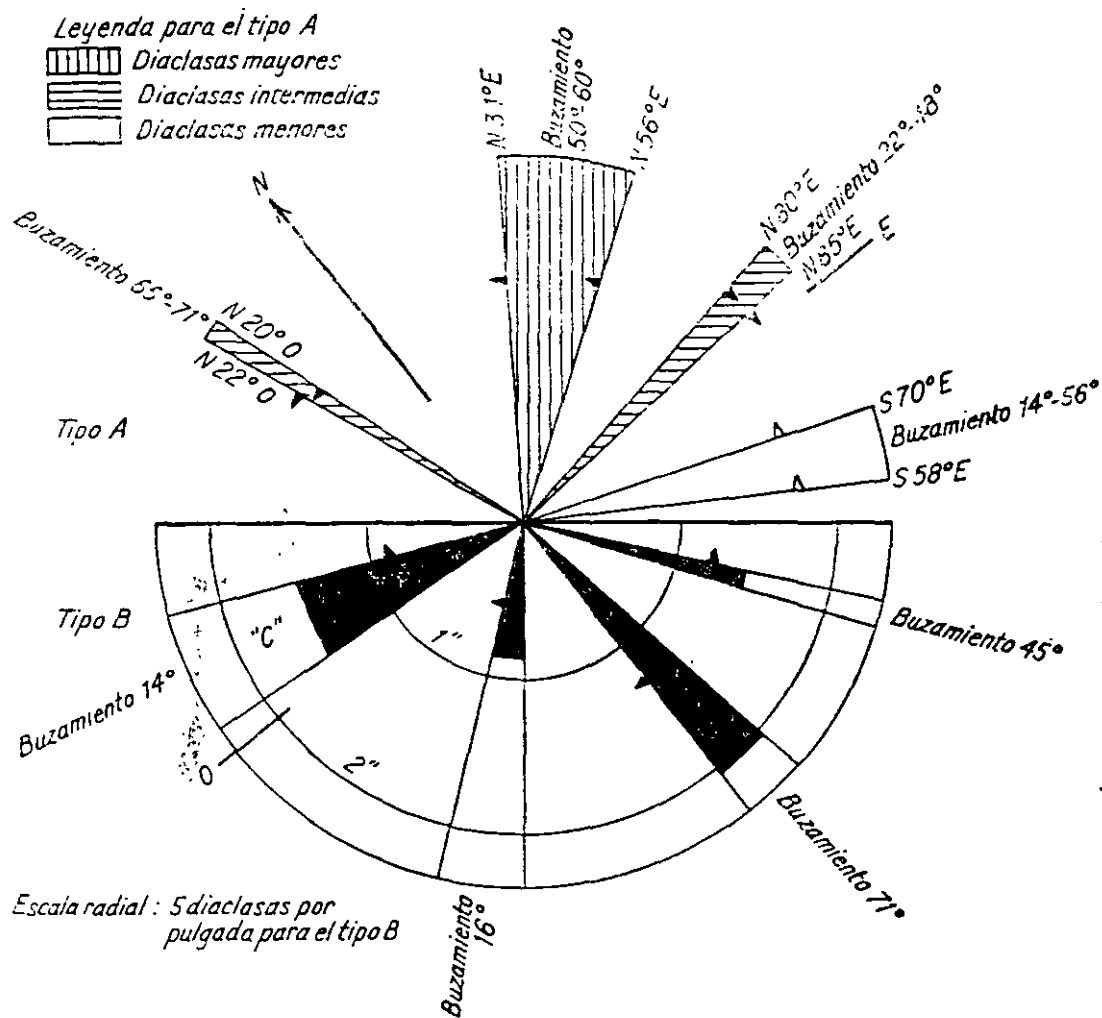


FIG. 7-9. Roseta de diaclasas.

Los mapas geológicos finales, preparados después de terminar la investigación subterránea, contienen los resultados de tal investigación y, frecuentemente, el trazado de la estructura proyectada. Se puede hallar en las notas 9 a 11 información adicional sobre la utilización de los mapas geológicos y su interpretación.

Hay dos tipos de rosetas (Fig. 7-9). En ambas se indican los rumbos de las diaclasas y sus buzamientos. En el tipo A el orden de magnitud de las diaclasas se indica mediante distintos rayados. En el tipo B el número de diaclasas en una dirección dada se puede medir desde el centro, a lo largo de un radio. Así, en la

dirección *C* hay ocho diaclasas, su rumbo varía de N 65° O a N 85° O y el buzamiento es de unos 14°.

7-11. Utilización en ingeniería de los mapas agronómicos de suelos. Los mapas agronómicos de suelos los han preparado el Ministerio de Agricultura de los Estados Unidos (U.S. Department of Agriculture, USDA) y los diferentes estados. Los estudios de suelos en los que se han basado estos mapas no se extienden normalmente más que a una profundidad de 3 a 6 pies solamente. La utilización de estos mapas, dada su profundidad restringida, se limita a aquellas ramas de la ingeniería civil en que es suficiente la información de la parte poco profunda del terreno para estudiar los proyectos, como en los de carreteras, pistas de aterrizaje y regadíos.

La bibliografía básica agronómica sobre suelos, que consiste en informes y mapas, es doble. La tercera parte del *Atlas of American Agriculture*¹² contiene una voluminosa información, aunque forzosamente generalizada, sobre suelos. Este atlas, semejante al *Geological Atlas of the United States*,⁴ se ha publicado en el tamaño grande de «edición para bibliotecas» y reúne datos sobre relieve del terreno, clima, suelos y vegetación natural. Se da un mapa en relieve de toda la nación (1/1.800.000) y se pueden conseguir un gran número de mapas de suelos basados en trabajos detallados o solamente en trabajos de reconocimiento. También hay un gran número de publicaciones y mapas preparados generalmente por el USDA en colaboración con estaciones experimentales agronómicas del Estado. Estos boletines tratan de las características del suelo en diferentes zonas de los estados. Una publicación de esta clase contiene, como norma, una descripción general de los suelos de la zona, siguiendo, como es natural, la clasificación pedológica.

Los mapas agronómicos se basan en mapas topográficos, de la misma forma que los mapas geológicos. El trabajo consiste en recolectar para la preparación de los mapas; tomar nota de la textura y estructura del suelo; su plasticidad, potencias de los horizontes, color y contenido en materia orgánica; carácter de los terrenos de los que proviene, y otros datos pertinentes, si son necesarios. Las distintas clases de suelos de una zona dada se pueden entonces clasificar, de acuerdo con los datos de campo, en series y tipos, conteniendo una serie varios tipos, como se ha explicado en § 4-1. *Los cortes de suelo, de los suelos del mismo tipo, son semejantes en todo.* Los suelos pertenecientes a cierto tipo no están por fuerza concentrados en un mismo sitio, sino que pueden estar extendidos en forma de islas aisladas en medio de grandes extensiones ocupadas por suelos de otros tipos. La forma más simple de utilizar un mapa agronómico, en ingeniería de caminos por ejemplo, es situar la carretera proyectada o el nuevo trazado de una carretera existente, en un mapa de suelos y estudiar unas cuantas muestras de los tipos en cuestión. Este procedimiento ahorrará muchísimo tiempo y trabajo al ing

niero, ya que hace innecesario el desmuestre continuo a lo largo de toda la construcción proyectada.¹³

Al preparar proyectos de irrigación, se utilizan los mapas de suelos para *clasificar las tierras*; es decir, la tierra se clasifica de acuerdo con su aptitud para distintos tipos de cultivos y por sus características de desagüe. Se utilizan también los mapas de suelos en estudios hidrológicos, pues muchas publicaciones del USDA sobre suelos dan los porcentajes de infiltración para varios tipos de suelos, es decir, la cantidad de agua que se filtra en el terreno durante un tiempo prescrito. A partir de estos datos se puede determinar la escorrentía del suelo. También se pueden utilizar los mapas de suelo para localizar zonas adecuadas de donde extraer relleno para grandes terraplenes.

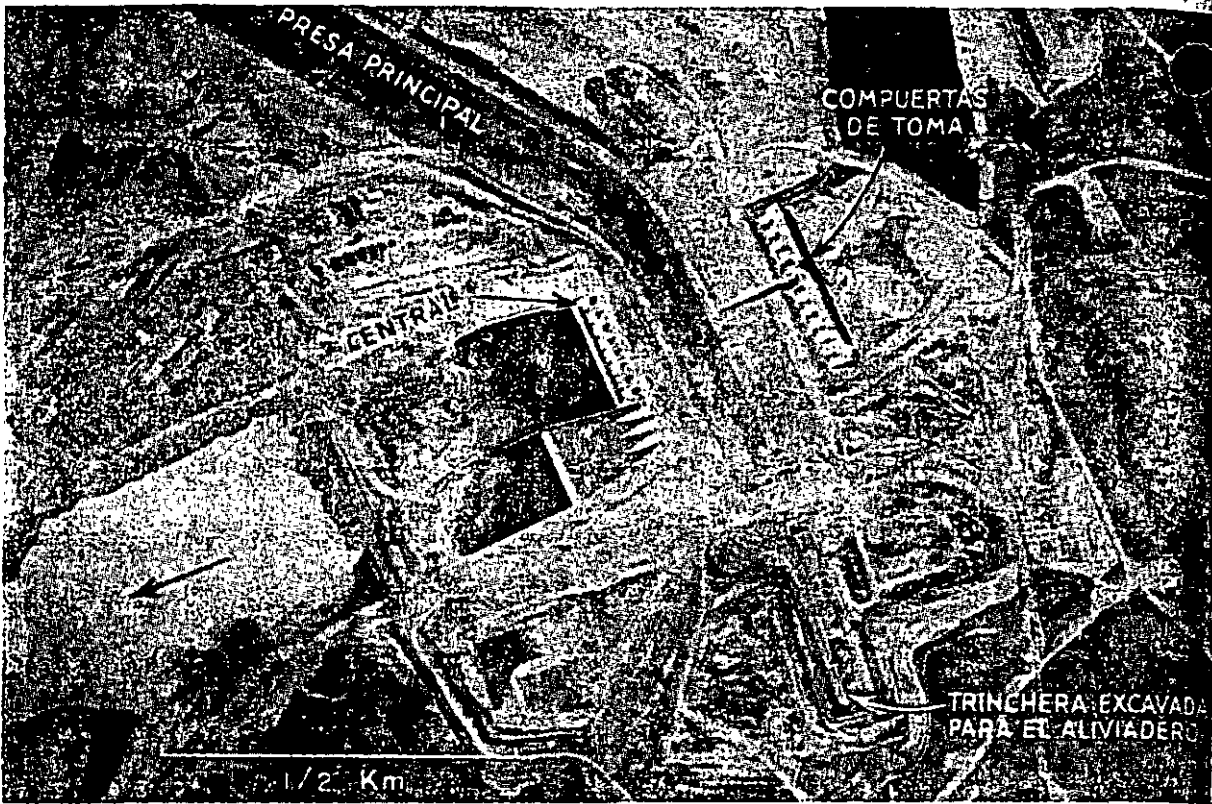
En los manuales sobre suelos, preparados por la Michigan and Missouri State Highway Departments, para ingenieros de caminos, se encuentra un ejemplo notable del uso de la información pedológica de suelos. Este manual de Michigan¹⁴ contiene cortes de los tipos pedológicos de suelos representados gráficamente, acompañados por una «información práctica de construcción» sobre las características de los terraplenes para varios tipos de tierra.

FOTOGRAFÍAS AÉREAS

7-12. La fotografía aérea.¹⁵⁻²⁰ El Comité de Nomenclatura de la American Society of Photogrammetry definió la *fotogrametría* como: ^{20a} «La ciencia o arte de obtener medidas dignas de confianza por medio de la fotografía». Esta definición se ha ampliado para incluir la «interpretación de fotografías».

Hay dos tipos de fotogrametría: 1) fotogrametría terrestre, en la que las fotografías se han tomado desde el suelo, y 2) fotogrametría aérea, en la que las fotografías se han tomado desde aviones. El ojo humano ve perspectiva y la fotografía es una proyección perspectiva, mientras que un plano es una proyección ortogonal, horizontal, de un lugar, o, en el caso de estructuras de ingeniería, un «plano». Los principios para la preparación de mapas a partir de fotografías son básicamente los mismos para fotografías terrestres y aéreas, y se explican en varios libros de texto y manuales de fotogrametría.

7-13. Fotografías aéreas. El término «foto aérea» (*airphoto* en Estados Unidos) lo han adoptado muchos para incluir todos los tipos de fotografías aéreas. Estas fotografías se pueden tomar muy rápidamente y en cualquier lugar, mientras que el reconocimiento terrestre correspondiente requiere muchos días de trabajo y en algunos casos, donde el terreno es inaccesible, no puede llevarse a cabo. Los resultados de un reconocimiento aéreo, a causa de la inestabilidad de la cámara fotográfica y la posible falta de exactitud en la determinación de la altitud de vuelo son, en general, menos exactos que los de un buen levantamiento topográfico sobre el terreno. Para la mayoría



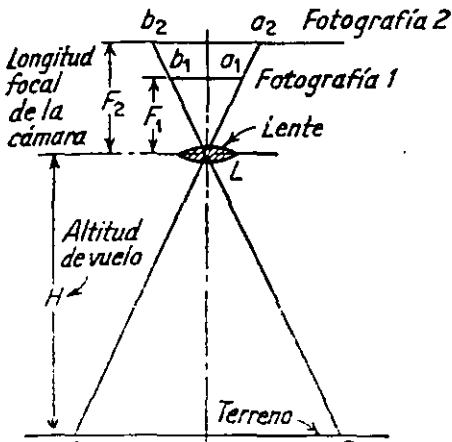
Ejemplo de fotografía aérea. (Construcción de la presa de Fort Randall, fot. del USBR.)

de las aplicaciones prácticas, esta falta de precisión no es importante; sin embargo, el USGS utiliza casi exclusivamente fotografías aéreas como base (en unión con una triangulación de alta precisión) para preparar las hojas topográficas de los cuadrángulos.

Una *fotografía vertical* es la que se ha tomado con una cámara fotográfica aérea nivelada lo más perfectamente posible, para que su eje óptico sea vertical. Una fotografía tomada con el eje óptico de la cámara desviado considerablemente de la vertical se llama *fotografía oblicua*. Con el sistema *trimetrogón*, se toman simultáneamente fotografías verticales y oblicuas. Las fotografías oblicuas pueden o no incluir el horizonte.

La *escala de una fotografía aérea* depende de la relación de la altura de vuelo H (Fig. 7-10a) a la distancia focal de la cámara fotográfica (F_1 y F_2), expresadas ambas en las mismas medidas de longitud (por ejemplo, pulgadas). Cuanto más alto sea el vuelo, menor será la escala, pero será mayor el terreno cubierto por el reconocimiento. Si se utiliza una cámara fotográfica de distancia focal larga, se obtienen fotografías de mayor escala (fotografía 2 en la Fig. 7-10a).

Para medir la altura de vuelo (altitud a que se realiza éste), los aviones llevan un altímetro. Estos altímetros funcionan por los cambios de presión en el aire y los afectan las variaciones meteorológicas, incluyendo la temperatu-

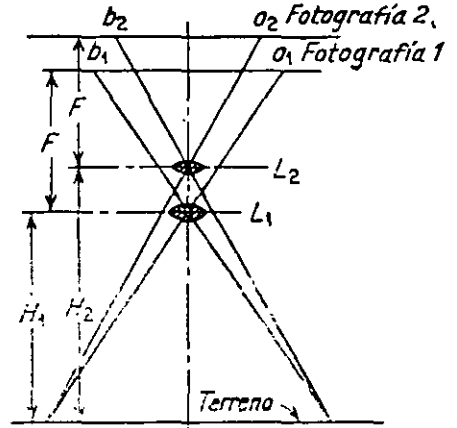


Ejemplo: Escala o fracción representativa (F.R.) =

$$\frac{a_1 b_1}{AB} = \frac{F_1}{H} = \frac{6''}{10,000'} = \frac{1}{20,000}$$

$$\frac{a_2 b_2}{AB} = \frac{F_2}{H} = \frac{12''}{10,000'} = \frac{1}{10,000}$$

(a)

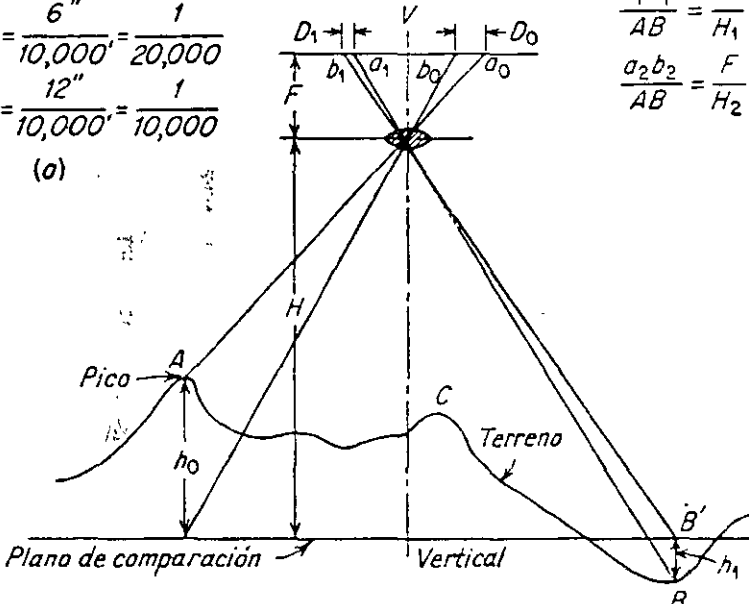


Ejemplo: Escala (F.R.) =

$$\frac{a_1 b_1}{AB} = \frac{F}{H_1} = \frac{8\frac{1}{4}''}{10,000'} = \frac{1}{14,545}$$

$$\frac{a_2 b_2}{AB} = \frac{F}{H_2} = \frac{8\frac{1}{4}''}{20,000'} = \frac{1}{29,000}$$

(b)



Ejemplo: Desplazamiento de la imagen hacia fuera:

$$D_0 = \frac{h_0}{H} \cdot \bar{v} a_0 = \frac{2,000}{10,000} \times 4'' = 0.8''$$

Desplazamiento de la imagen hacia el centro:

$$D_1 = \frac{h_1}{H} \cdot \bar{v} a_1 = \frac{500}{10,000} \times 2'' = 0.1''$$

(c)

FIG. 7-10. Variaciones de la escala en las fotografías aéreas. (Por W. H. Hatfield.)

y la humedad. A su vez, las lecturas erróneas del altímetro pueden afectar enormemente el cálculo de la escala de la fotografía.

La escala real de las fotografías aéreas depende del objeto que se persigue al tomarlas; la mayor parte del territorio de los Estados Unidos se ha cubierto con fotografías de escalas de 1/20.000 y 1/40.000. Si no se indica la escala en la fotografía, puede obtenerse ésta en el organismo del gobierno para el

que se tomó o en la compañía de reconocimientos aéreos que hizo el vuelo.

En la figura 7-10c se indica el efecto de distorsión lineal producido por el relieve en una fotografía vertical. Los picos (*A* en la figura) resultan corridos hacia fuera, mientras que los puntos bajos se trasladan hacia el centro. La distorsión es mayor cuanto más alejado se encuentre el punto dado del trazo de la vertical que pasa por el objetivo. La imagen del punto *C* está en posición correcta.

El término *vuelo* se utiliza para designar el recorrido del avión en una dirección sobre una faja de terreno. Los vuelos se hacen normalmente paralelos entre sí con cierto porcentaje prescrito de solapamiento. Los contratos para los vuelos fotográficos especifican el porcentaje de solapamiento deseado; por ejemplo, el USGS necesita un solapamiento de, por lo menos, el 60 % para las fotografías tomadas para la ejecución de mapas. Cuando las fotografías deben combinarse para formar un mosaico (§ 7-15) se pide el porcentaje más alto de solapamiento y el mayor grado de precisión.

7-14. Código de símbolos para la fotografía aérea. En el margen de las fotografías aéreas suelen aparecer varios números y letras. A veces se marca la escala en la primera fotografía del vuelo, simplemente como 1/20.000. En algunas fotografías, en particular en las que toma la U. S. Air Force, aparece una pequeña fotografía del altímetro del avión, tomada durante el vuelo, de modo que se puede leer la altitud del vuelo directamente. En la mayor parte de las fotografías se indica la fecha del vuelo, en números en una esquina; por ejemplo, 5.5.54 indica que la foto se tomó en mayo, el día 5, siendo el año 1954. Las fotografías aéreas se guardan en rollos, y puede haber fotografías de varios vuelos en un solo rollo. Las fotografías se numeran; por ejemplo, el número 7-82 indica la fotografía n.º 82 del vuelo del rollo 7. Estos símbolos indicando la secuencia de las fotografías es muy importante para la preparación de mosaicos (§ 7-15). En la parte posterior de la fotografía suele haber un sello en el que aparece el nombre del organismo para el que se hizo el vuelo; por ejemplo, PMA significa que la foto se tomó para la Production Marketing Administration del USDA. USFS indica el U. S. Forest Service y USBR indica el U. S. Bureau of Reclamation. Otras letras en la fotografía son de un código por el que el organismo identifica las zonas reconocidas.

7-15. Mosaicos. Un mosaico es una colección de fotografías de una zona dada que se han unido para obtener una fotografía continua que cubra el área completa. Generalmente, se emplean fotografías con un 60 % de solapamiento para su preparación. Se cortan los bordes de la fotografía de forma que sólo se aprovecha la parte central: así se elimina, en gran parte, el relieve distorsionado que generalmente se encuentra próximo a los bordes (§ 7-13). Para los proyectos de grandes estructuras suele ser necesario hacer un mosaico, pues una fotografía raras veces cubre toda el área necesaria, a menos que sea a una escala muy pequeña. Los mosaicos son útiles sobre todo par

trazado de ferrocarriles, carreteras, canales, líneas eléctricas y tierras irrigables. También se pueden utilizar como base para la ejecución de mapas geológicos, aunque, generalmente, se suele ampliar con este objeto una fotografía seleccionada de la zona para la preparación de mosaicos. Muchas veces hacen falta los servicios de un experto para reducir los errores al mínimo.

En el *mosaico controlado*, antes de situar las fotografías, se dibuja en un tablero la triangulación de control. Las fotografías deben entonces montarse de tal forma que la posición mutua de dos puntos y la distancia entre ellos, medida en la escala correspondiente, coincida con las de esos mismos puntos en la triangulación de control. Esto permite medir distancias con un grado elevado de precisión en un mosaico controlado. En un *mosaico incontrolado*, no se suele utilizar la triangulación de control, y las fotografías se montan haciendo coincidir los rasgos sobresalientes, generalmente accidentes, tales como ríos, montañas, etc. Aunque en este caso la posición relativa de los objetos en las fotografías adyacentes será más o menos precisa, su separación mutua no puede medirse con gran precisión.

La utilización de un estereoscopio para examinar las fotografías aéreas permite ver una parte del terreno en perspectiva. Como consecuencia, se pueden ver claramente los accidentes geográficos. Sin embargo, el relieve se ve exagerado (mucho más acentuado), lo que debe tenerse en cuenta al valorar los resultados de dicho estudio. Las fotografías aéreas se colocan en una mesa y se observan a través de un estereoscopio de bolsillo o de un aparato estereoscópico especialmente construido. Para poderse utilizar con un estereoscopio, las fotografías deben solaparse; se recomienda que monten en un 60 %. Las fotografías deben colocarse siempre de forma que las sombras que aparecen en ellas caigan hacia el observador. Cuando se colocan en forma incorrecta el relieve se invierte; por ejemplo, las sierras aparecen como ríos; los árboles, como agujeros en el suelo. Con un poco de práctica se puede ver la perspectiva, por lo que se llama «visión estereoscópica»: los ojos consiguen ver la perspectiva sin necesidad de recursos artificiales.¹⁷

7-16. Interpretación de la fotografía aérea. Antes de tratar de la utilización de las fotografías aéreas en geotecnia, vamos a dar algunos principios generales de interpretación. Para identificar un objeto en la fotografía se debe prestar atención a los siguientes rasgos de su imagen: ^{20b} 1) forma, 2) tamaño, 3) pauta, 4) sombra, 5) tono, 6) textura y 7) relaciones.

La *forma* de un objeto, tal como un edificio, puede identificarse fácilmente. Las cosas debidas a la mano del hombre tendrán formas características, pero algunas formas de la naturaleza serán más difíciles de reconocer. Se puede a veces identificar *el tamaño* del objeto comparándolo con otros conocidos que aparezcan en la fotografía, o estudiando las sombras que arroja. La *pauta*

es particularmente importante, pues se dice frecuentemente que la naturaleza nunca hace una línea recta, ni divide en espacios regulares. Por tanto puede determinar, de la pauta o peculiar distribución de los objetos en la fotografía, si el objeto es natural o debido a la mano del hombre. Las *sombras* ayudan a determinar el tamaño, y la forma del objeto se puede adivinar frecuentemente por el perfil de la sombra que produce. El *tono* indica la cantidad de luz reflejada por el objeto; por ejemplo, un tipo de tierra que tenga un tono muy oscuro puede indicar que se trata de tierras muy mojadas, impermeables o un nivel hidrostático muy alto, mientras que las tierras de tonos claros pueden indicar aridez (Fig. 3-13). La *textura* de una imagen fotográfica * se puede definir como «la frecuencia del cambio de tono en esa imagen. La textura se produce por un agregado de rasgos unitarios demasiado pequeños para poderse discernir individualmente en la fotografía». ^{20b} La *relación* de un objeto con otros que aparecen en la fotografía puede ayudar a identificarlo; por ejemplo, una gran masa de agua limitada en un extremo por una línea recta puede indicar una presa o, como en la figura 7-11, la separación paralela de los lomos y la situación de un equipo de construcción (en este caso dragas, *a*) al final de algunos de los lomos, indican que éstos se deben a la mano del hombre y que la fotografía representa unos trabajos de dragado en placeres.

Cuando se ha terminado este primer examen de la fotografía que se acaba de describir, se analiza ésta desde el punto de vista geotécnico. Se debe estudiar, para ello, los siguientes rasgos: 1) forma del terreno, 2) pauta de la red hidrográfica, 3) forma y gradiente de los barrancos, 4) cobertera vegetal y 5) cultivo o tierras utilizadas por el hombre (§ 7-1). Para identificar estos rasgos, son muy útiles las cartas de identificación gráfica de la nota 21 y la discusión detallada de las pautas de las redes hidrológicas de la nota 22. La *forma del terreno* permite frecuentemente la identificación del tipo de suelo y su origen. Por ejemplo, la superficie del terreno formado por loes es una repetición de colinas idénticas o parecidas, con una serie de lomas paralelas, mientras que las dunas forman una superficie característica en forma de olas. La configuración de la superficie del terreno y la pauta de la red hidrográfica de la figura 3-27 indica que se trata de loes, mientras que las formas peculiares de la figura 3-32 se deben a las dunas.

Una *superficie horizontal del terreno* sola no indica el terreno de que está formada. Éste puede ser una roca sedimentaria: si se ven en la superficie del terreno dolinas, un estudio más amplio puede indicar la presencia de calizas. En regiones que han experimentado una erosión considerable quedan islas aisladas de rocas sedimentarias (Fig. 3-1), de forma irregular y bastante altas en la superficie, por lo demás, horizontal, del terreno («mesas» o «muelas»

* No debe confundirse con la textura de las rocas o tierras.

en regiones áridas, montes testigos en climas húmedos). Una superficie horizontal del terreno se encuentra también en las llanuras como las Great Plains y Coastal Plains (suelos aluviales) o las llanuras de acarreo glaciales en regiones de glaciación (Illinois, Dakota del Norte y otros). Si los estratos sedimentarios están levantados, la superficie del terreno es abrupta (Fig. 7-15).

El *gradiente de las laderas*, sobre todo en la proximidad de las corrientes de agua donde el declive tiende a ser más fuerte y a estar erosionado por

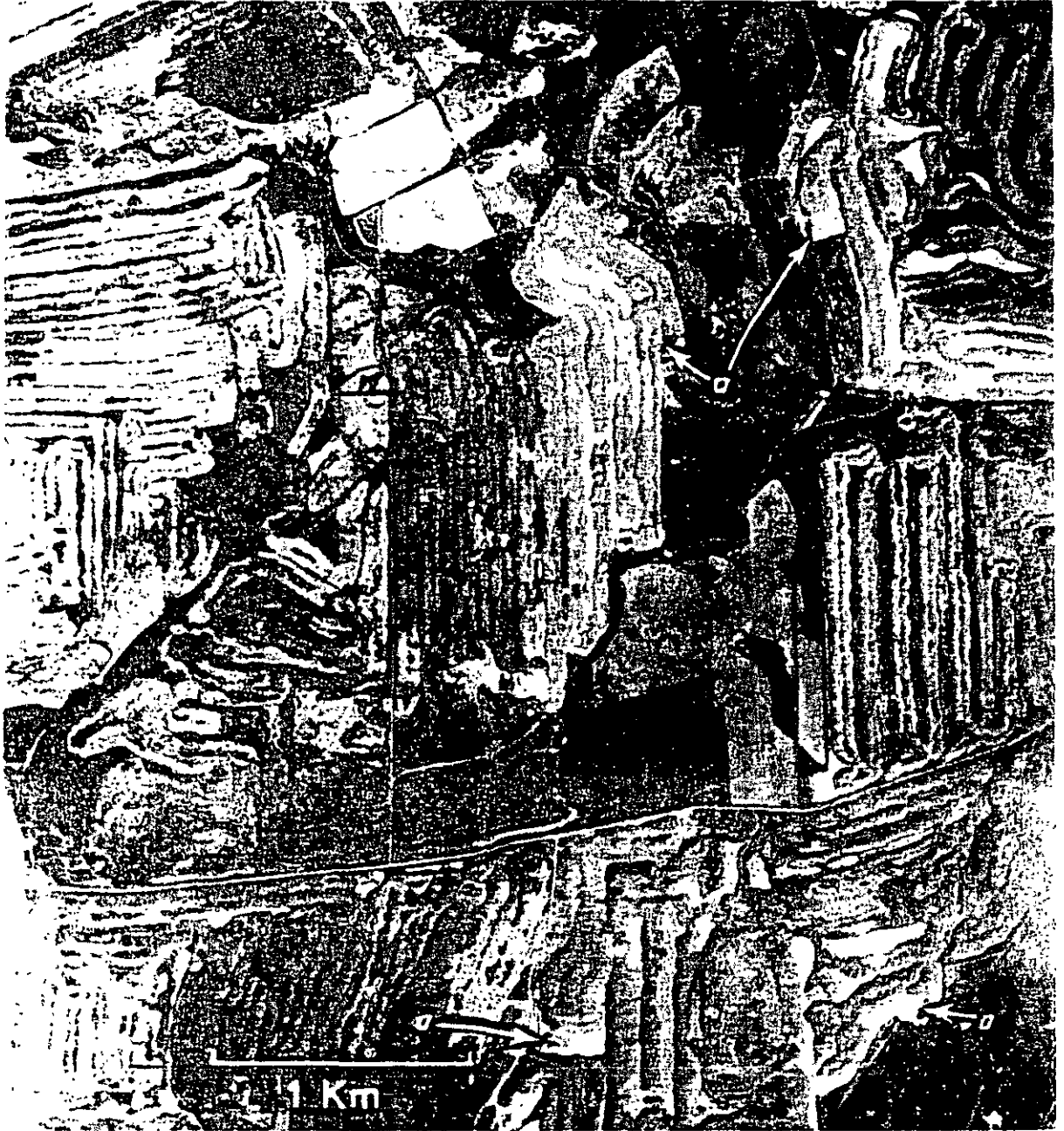


FIG. 7-11. Fotografía representando trabajos de dragado (placeros auríferos). California.
(Fot. USBR.)

la acumulación de agua de escorrentía, puede indicar el carácter del suelo. Los terrenos detríticos, como gravas y arenas (y, naturalmente, las rocas), tienden a formar fuertes pendientes; en el caso de declives más suaves, se puede esperar encontrar un contenido alto de arcilla en el suelo. Cuando se buscan terrazas fluviales como fuente de grava y arena, las zonas con declives ondulados y muy suaves no deben, normalmente, tomarse en consideración.

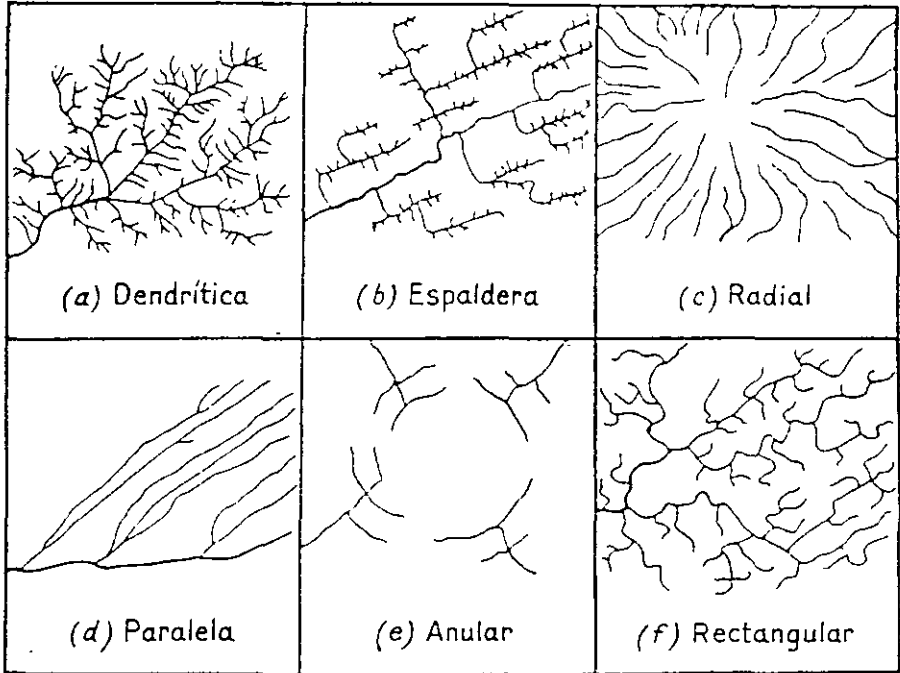


FIG. 7-12. Disposiciones básicas de la red hidrográfica. (De Parris, Boletín 28 del Highway Research Board 1949.)

Como se ha dicho más arriba, por el tono en la fotografía se puede determinar el contenido de agua del suelo. Los colores muy oscuros en un terreno relativamente llano pueden indicar que el agua está cerca de la superficie y la vegetación, por tanto, es bastante frondosa (Fig. 3-13). Por el contrario, las zonas muy claras o incluso blancas en la fotografía y la escasez de vegetación pueden indicar que cabe esperar un grado de humedad bajo y aguas freáticas muy profundas. (A veces, sin embargo, puede haber manchas blancas debidas a la reflexión de la luz del sol en el agua en el momento en que se tomaba la fotografía.) El tipo de vegetación, así como su densidad, indican también si el suelo contiene humedad. Algunos tipos de plantas, como los sauces, conocidas como «plantas indicadoras», se sabe que crecen solamente donde el contenido de humedad es alto, y, por el contrario, hay otros tipos, como la salvia y el mezquite, que crecen solamente donde el contenido de humedad es bajo. Para más información véase la nota 20b.

7-17. Interpretación de la disposición de la red hidrográfica y de la forma de la erosión. El agua en movimiento erosiona la superficie del terreno y produce redes hidrográficas, es decir, sistemas de corrientes de agua, o de corrientes y barrancos, grandes y pequeños. La forma o disposición de la red hidrográfica es característica de un suelo, de una roca o de un complejo de varios terrenos dados, y un cambio del suelo o de la roca tipo da lugar a un cambio en la forma de la red. A continuación tratamos de seis de las

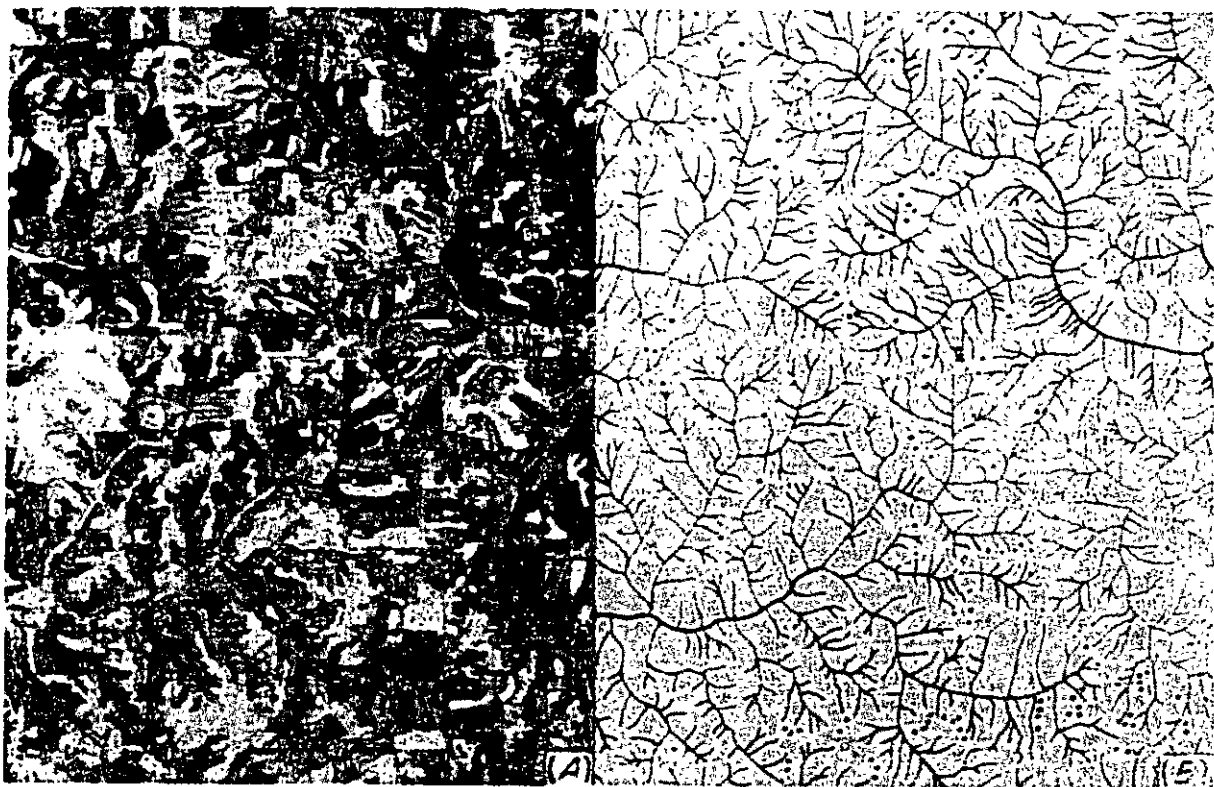


FIG. 7-13. Disposición de la red hidrográfica en calizas-pizarras. Los círculos son dolinas. (De Parvis, Boletín n.º 28 del Highway Research Board, 1949.)

diversas disposiciones de las corrientes de agua formadas en la superficie del terreno, que han sido clasificadas como *disposiciones básicas de la red hidrográfica*.

La red hidrográfica *dendrítica* (arborescente o en forma de árbol) se desarrolla en rocas horizontales homogéneas y manifiesta una uniformidad en todas direcciones. La red puede estar considerable o ligeramente desarrollada, según el tipo de roca sobre la que se ha formado: la red dendrítica en el granito, por ejemplo, es mucho más simple que en las pizarras. La figura 7-12a representa esquemáticamente la red dendrítica, mientras que la 7-13 es un cotejo entre una fotografía aérea de una zona de caliza-pizarra y el mapa hidrográfico de la misma zona deducido de la fotografía. Los círculos pequeños indican

dolinas. La disposición de *espaldera* (Fig. 7-12b) puede compararse con la disposición de espaldera (forma de viña) y se desarrolla generalmente en terrenos plegados, o buzando, con una serie de fallas paralelas. Los tributarios primarios de la corriente de agua principal son largos y rectos, y frecuentemente paralelos entre sí y a la corriente principal. Los tributarios secundarios son cortos y tiesos y generalmente cortan a los tributarios principales en ángulo recto. La *red hidrográfica radial* consiste en una serie de corrientes que fluyen radialmente de un centro (por ejemplo, un cono volcánico) o hacia él (por ejemplo, una cubeta). En la *red paralela* (Fig. 7-12d) las corrientes son casi paralelas entre sí (disposición que se ha llamado *cauda equina*, o «cola de caballo»). Estas redes pueden desarrollarse en terrenos bastante sueltos, más o menos homogéneos, como los rellenos de valles. En una disposición *anular* (Fig. 7-12e), las corrientes principales son radiales y los tributarios son anulares, corriendo alrededor de un domo, por ejemplo. Las corrientes que siguen las fallas y grietas en rocas fracturadas producen una *red rectangular* (Fig. 7-12f). La llamada disposición *angulada* (que no es básica) es una variación de la red en espaldera, pero, como la rectangular, refleja la influencia de las diaclasas.

En las redes hidrográficas se distinguen fácilmente las corrientes y sus tributarios. Si los tributarios están muy *próximos* entre sí, los suelos y rocas locales tienen poca resistencia a la erosión (pizarras arcillosas, limos o arcillas arenosas). Por el contrario, si están muy *espaciados*, la capa de tierra o roca subyacente es resistente a la erosión y consiste, por ejemplo, en areniscas, depósitos granulares o acarrees glaciares sin consolidar. En todo caso, cual-

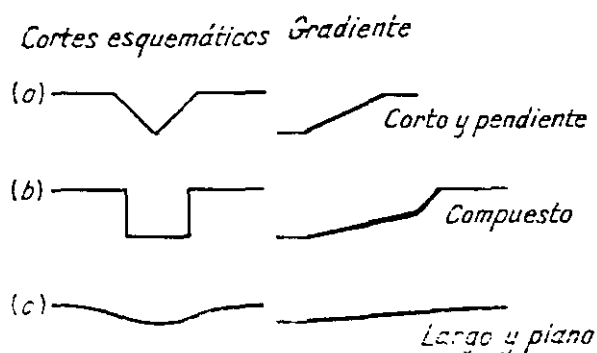


FIG. 7-14. Barrancos en (a) terrenos granulares, (b) limos y loes, (c) arcilla.

quier criterio que se base en la separación de las corrientes de agua debe tener en cuenta la topografía de la zona y la precipitación en la misma. El relieve abrupto con mucha precipitación tiende a acercar los tributarios entre sí, aun cuando éstos fluyan sobre rocas muy resistentes. Por el contrario, el relieve muy suave combinado con una precipitación pequeña (por ejemplo, en los desiertos) da lugar a una gran separación entre los tributarios, aunque el suelo ofrezca mínima resistencia a la erosión. Tan pronto como se ha establecido una relación entre determinada disposición de la red hidrográfica (sin que importe su nombre científico) y la roca o la capa de suelo, las disposiciones semejantes en la misma región indican terrenos semejantes.

El corte de los barrancos no es el mismo en suelos diferentes. Los barrancos en suelos *granulares* son cortos y tienen bastante pendiente y en cor-



FIG. 7-15. Fotografía representando fallas, pliegues, crestas isoclinales y capas levantadas.
(Fot. USBR.)

normal presentan forma casi triangular. Con *limos* y *loes*, los barrancos son de sección rectangular, con gradientes compuestos, muy pendientes al principio y luego suaves. Los barrancos en *arcillas* son largos y suaves y su sección es también suave y curvada. También aquí pueden influir la topografía y la precipitación en la forma de los barrancos de tal forma que puede invertirse el criterio que se acaba de exponer.

A excepción de los barrancos representados en la figura 7-14, no se desarrolla una red hidrográfica sistemática en las zonas cubiertas de arena, incluyendo los kames y éskeres. La ausencia de una red hidrográfica regular indica generalmente un alto grado de permeabilidad en cierto radio (o posiblemente la ausencia total de precipitación).

Esto es lo que sucede con las arcillas limosas rojas o rojoamarillentas que se forman en las calizas, cuando se segregan partículas formando pequeños terrones, con amplio espacio entre sí, para permitir el paso del agua (arcillas permeables). Los terrenos fisurados o permeables que han originado esas arcillas, es decir, las calizas, absorben el agua de infiltración y los terrones de arcilla no se hinchan. Esta estructura se destruye, sin embargo, bien en el laboratorio, al hincharse en el permeámetro, o en el campo con un rodillo, y se comporta entonces el terreno como arcilla impermeable.

7-18. Ejemplos de interpretación geológica de fotografía aérea. La identificación de los distintos accidentes y de la disposición de la red hidrográfica y su relación con distintos tipos de terrenos permite frecuentemente al geólogo tener una rápida visión de las condiciones geológicas del emplazamiento de una obra y construir un mapa geológico aproximado sin haber puesto el pie en el terreno. Como es muy difícil, se exponen a continuación varios ejemplos para la interpretación geológica completa de las fotografías aéreas.

Figura 7-15. La red hidrográfica en la zona A de esta fotografía indica la presencia de rocas resistentes yacentes sobre otras más blandas. Por la clara inclinación de las capas y su erosión característica, las rocas son probablemente areniscas, recubriendo pizarras más blandas, todas ellas inclinadas o buzando hacia la parte superior de la fotografía. Cuando se sigue la marcha de los lechos hacia la izquierda, cruzando la fotografía, se puede ver un corrimiento brusco en su regularidad o continuidad; este corrimiento se repite cerca del centro y en la parte inferior de la fotografía. Esto indica alguna anomalía geológica, probablemente un pliegue muy cerrado o una estructura sincinal. La agudeza del pliegue indica que probablemente hay una o más fallas con tendencia a la dirección de la diagonal que va del ángulo superior izquierdo al inferior derecho. Esto es una advertencia al geólogo y pide una inspección detallada del terreno. Además de la falla precedente, hay otra que comienza en el río en el centro de la fotografía.

A juzgar por el aspecto y escasez de vegetación, los desarrollos de barrancos en la zona indicando una erosión de tipo torrencial, que se suele encontrar en climas



FIG 7 16. Sistema de diaclasas en el granito y en rocas sedimentarias que cubren éste en Wyoming. Nótese la traza de la falla. (Fot. USFS.)

áridos, y el predominio de los afloramientos, la zona debe de ser semiárida. Si la investigación es para construcción de una presa, los tonos oscuros a lo largo de (hacia el centro de la fotografía aproximadamente) indican un gran contenido de humedad en los suelos, que posiblemente sean terrenos arcillosos. No abundan demasiado, sin embargo, en este lugar. Además, como el terreno ha sido cultivado (como puede verse por el dibujo rectangular regular a la izquierda de la fotografía), parece que es bueno para el cultivo y, por tanto, debe de ser limoso o arcilloso. De estas deducciones se puede admitir que hay algunos terrenos de ribera, impermeables, en la zona, pero no en cantidades muy grandes. Un estudio más amplio nos muestra también que la arena y grava, probablemente, escasearán. De hecho, el tamaño de los edificios y del terreno cultivado indican que el río no es muy ancho y, por lo tanto, no puede esperarse encontrar depósitos aluviales de gran superficie, aunque se pueden ver en la fotografía barras de arena y grava (manchas claras a lo largo del curso del arroyo).

Figura 7-16. Las fracturas y diaclasas características de la roca firme se identifican fácilmente en la fotografía aérea. En esta fotografía se ven los sistemas generales de diaclasas como líneas oscuras, casi rectas, atravesando el río en el centro de la fotografía (letra *a*) y la intensidad de las líneas indica una roca muy resistente (en este caso, granito). El río principal *d* está muy encajado en lo que parecen ser rocas duras (granito), con la formación de un profundo cañón y de farallones. Dos disposiciones de la red hidrográfica, ambas de tipo dentrítico, pero con diferentes grados de desarrollo (*b* y *c*), indican la existencia de dos tipos de roca, muy blanda (limolita en este caso) y muy dura (granito). Un estudio más amplio nos muestra las rocas blandas parecen rellenar los huecos de una red hidrográfica antigua de las rocas duras, lo que indica que los terrenos blandos se depositaron mucho más tarde que el granito. La raya oscura indicada por *e* es un dique o una zona fallada. (El examen posterior del terreno descubrió que se trataba de una intrusión de dolerita o de roca basáltica.)

Figura 7-17. Esta fotografía representa la glaciación típica alpina. Las manchas oscuras, casi circulares, son lagos glaciares y la falta de vegetación indica que está por encima del nivel de los bosques. El terreno abrupto y la abundancia de agua (que indican los lagos) denotan una precipitación bastante grande. Como los lagos glaciares generalmente quedan tras la fusión de los glaciares, se puede esperar encontrar grandes cantizales y rocas gruesas cerca de los lagos. (Esto es verdad en el caso de glaciación alpina, en la que los glaciares no tienen mucho recorrido desde su origen, por lo que es probable la ausencia de terrenos de grano fino.) Por la aspereza del relieve, es probable que la roca subyacente sea muy resistente a la erosión (sobre todo desde que se ha supuesto una precipitación anual abundante) y, por tanto, muy dura. Esto último sería importante en una investigación para la localización de áridos apropiados para la construcción de presas (véase capítulo 8).

Las fotografías son de gran valor para la interpretación de la geología de regiones que han experimentado una glaciación continental. Los accidentes que resultan de tales glaciaciones pueden tener tal magnitud que sea difícil reconocerlos en el campo, pero en una fotografía, presentan para un observador experimentado



FIG. 7-17. Foto aérea mostrando una glaciación de tipo alpino. Wyoming. (Fot. USBR.)

rasgos muy característicos. En la figura 3-13, por ejemplo, la figura de forma ovalada de cerca del centro de la fotografía indica al fotogeólogo con experiencia que el accidente es un ésker y el terreno a su alrededor es glacial. En esta fotografía se ve muy bien la permeabilidad, poco uniforme y frecuentemente errática, que suele en-

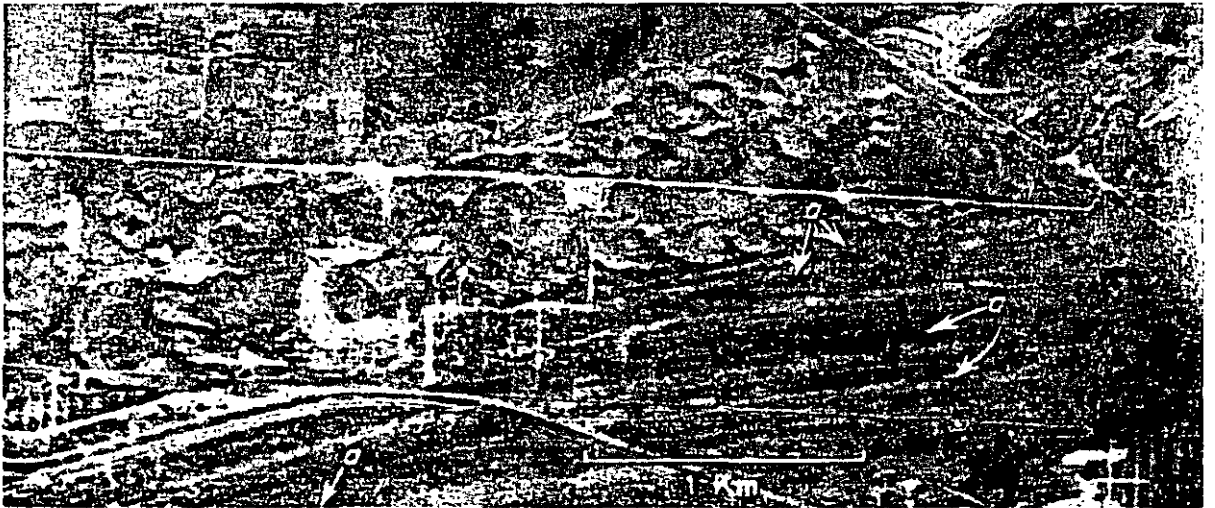


FIG. 7-18. Antiguas líneas de playa, en Indiana (fotografía aérea).

contrarse en los terrenos procedentes de glaciares, por los tonos alternativamente claros y oscuros que se observan en la superficie horizontal del terreno. Los tonos más oscuros indican un mayor contenido de humedad, y los más claros, uno menor. Se suelen identificar fácilmente en una fotografía aérea los distintos tipos de morrenas, pues se verá en ella la relación entre aquéllas y la red hidrográfica general, de lo que se podrá deducir si la morrena es lateral, recesional o terminal (capítulo 3). En los glaciares se ven, a causa de los sedimentos incluidos, líneas de corrientes características y, por lo tanto, se pueden identificar fácilmente (Fig. 3-19).

Figura 7-18. Otro elemento importante que puede determinarse en las fotografías aéreas es la historia geológica primitiva de una zona más tarde modificada por la erosión o por la mano del hombre. En esta fotografía se observan claramente las líneas de playa *a*, aunque un observador en el terreno es raro que las pudiera descubrir. Frecuentemente se pueden distinguir en una fotografía aérea, en forma semejante, aunque no se vean en el terreno, las antiguas redes hidrográficas que pueden afectar la situación de una construcción proyectada.

BIBLIOGRAFÍA

1. SWAINSON, O. W.: *Topographic Manual*, «USCGS Spec. Publ.», 144, 1928.
2. LOBECK, A. K., y W. J. TELLINGTON: *Military Maps and Air Photographs*, McGraw-Hill Book Co. Inc., Nueva York, 1944.
3. MITCHELL, H. C., y L. G. SIMMONS: *The State Coordinate Systems*, «USCGS Sp. Publ.», 235, 1945.
4. Publications of the U. S. Geological Survey, Departamento del Interior, un catálogo anual de publicaciones.
5. Catálogo de Cartas Náuticas y Publicaciones Relativas, «USCGS Serial» N665, octubre, 1949.
6. LOBECK, A. K.: *Block Diagrams*, John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 1924.
7. ECKEL, E. B.: *Interpreting Geologic Maps for Engineers*, «ASTM Spec. Tech. Publ.» 122, 1951.
8. FISK, H. N.: *Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River*, «U. S. Corps Engrs. Mississippi River Commission», Vicksburg, Miss., 1944.
9. CHALMERS, R. M.: *Geologic Maps*, Oxford University Press, Nueva York, 1926.
- 9a. *Bibliography of Geology Theses on File at Colleges and Universities of the United States*, compilado por D. S. Turner, de Petroleum Research Co., Micro-SOFT-card Petroleum Geology Library, Denver, Colo. Incluye más de 6.000 tesis de más de 80 colegios. Puede disponerse de él en la mayor parte de las bibliotecas geológicas de los colleges y se mantiene al día.
10. DAKE, C. L., y J. S. BROWN: *Interpretation of Topographic and Geologic Maps*, McGraw-Hill Book Company, Inc., Nueva York, 1925.
11. *Interpreting Ground Conditions from Geologic Maps*, «USGS Circ.», 46, mayo, 1949.
12. *Atlas of American Agriculture, Physical Bases Including Land Relief, Climate, Soils and Natural Vegetations of the United States*, Government Printing Office, Washington, D. C., 1936.
13. *Engineering Use of Agricultural Soil Maps: A Symposium*, «Highway Research Board Bull.», N. 22, Washington, D. C., 1949.
14. *Field Manual of Soil Engineering, ed. rev.*, Michigan State Highway Department, Lansing, Mich., 1946.
15. BAGLEY, J. W.: *Aerophotography and Aerosurveying*, McGraw-Hill Book Co., Inc., Nueva York, 1941.

CURSO DE GEOLOGÍA
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Cuadro 6.3 Clasificación de rocas metamórficas.

Estructura y textura	Composición	Nombre de la roca
Masiva: Fajeada, constituida por lentejones alternantes.	Diversos minerales tabulares, prismáticos y granulares (con frecuencia alargados).	Gneis.
Granular, constituida por granos en su mayor parte equidimensionales	Diversos minerales tabulares, prismáticos y granulares (con frecuencia alargados).	Mármol o cuarcita.
Foliada y esquistosa	Diversos minerales tabulares o prismáticos (generalmente alargados).	Pizarras, serpentina (roca), pizarras satinadas, filitas y esquistos.

6.4 Geología estructural

Al arreglo espacial y temporal particular que guardan los macizos rocosos se le denomina estructura geológica.

Las estructuras se clasifican con base en aspectos geométricos, como son; forma, distribución, tamaño, orientación, tipo de material que lo conforma y sus relaciones con otros materiales.

Las estructuras geológicas pueden ser de tipo primario cuando son resultado de los procesos de depósito, o bien, de emplazamiento de magma y ocurren en rocas sedimentarias e ígneas.

Las estructuras de tipo secundario son aquellas que adquieren las rocas posteriormente a su litificación, como respuesta a los cambios en las condiciones del estado de esfuerzos y temperatura.

6.4.1 Estructuras primarias sedimentarias

La estructura primaria más importante es el estrato. El estrato es un volumen de roca de origen sedimentario o ígneo, de forma tabular, que se distingue de los estratos adyacentes por la presencia de un plano de discontinuidad, llamado superficie de estratificación.

Existen varios tipos de estratificación:

- Estratificación cruzada. Es una estructura de arreglo interno que se expresa por la presencia de capas delgadas o laminares diagonales a las superficies de estratificación.

- Estratificación gradada. Es una estructura de las rocas clásticas caracterizada por la presencia de granos de diferente tamaño, gruesos en la base del estrato y cada vez mas finos hacia la parte superior.

6.4.2 Estructuras primarias ígneas

Intrusivas. Las rocas ígneas intrusivas, al emplazarse en una masa rocosa preexistente, definen estructuras primarias con base en su forma y en las relaciones geométricas que guardan con los rasgos planares previos. (figuras 6.15 y 6.16) Esto es, si las rocas tienen una disposición definida en capas, se hace referencia al magma que las intrusión diciendo si es concordante o discordante con dichas capas.

Los cuerpos intrusivos se clasifican conforme a su tamaño, forma y relaciones con las rocas que los circundan. Cuando los cuerpos intrusivos son de geometría tabular, se pueden presentar los siguientes casos: manto, dique, facolito y lopolito. Cuando las rocas intrusivas no son de forma tabular, se les denomina plutones macizos y se distinguen los siguientes tipos: lacolito, tronco y batolito (cuadro 6.4).

Cuadro 6.4 Estructuras ígneas intrusivas.

Tipo	Descripción
Geometría tabular	
Manto	El cuerpo ígneo es concordante o paralelo a los planos preexistentes , por ejemplo a la estratificación. Puede ser horizontal, inclinado o vertical dependiendo esto de la posición de las capas con las que está en concordancia. Los mantos varían en tamaño desde láminas delgadas de 2 o 3 cm de espesor hasta masas tabulares de 100 o más metros.
Dique	Es un cuerpo tabular discordante que se emplaza por lo general en discontinuidades como fallas y fracturas. Cuando sigue los planos de estratificación se le llama dique estrato y si hay más de un dique en el área se puede llegar a definir un arreglo de tipo radial o anular.
Facolito y lopolito	Se producen cuando un cuerpo tabular ígneo se emplaza en una roca plegada de tipo anticlinal y sinclinal respectivamente.
Geometría no tabular	
Lacolito	Es un cuerpo de tipo concordante formado por el emplazamiento del magma que produce el plegamiento en las rocas suprayacentes creando una especie de domo.
Tronco	Es de tipo discordante y su tamaño aumenta con la profundidad. Recibe este nombre cuando el área de afloramiento de la roca es menor de 100 km ² y de forma más o menos equidimensional.
Batolito	Es semejante al caso anterior, pero el área de afloramiento es mayor a 100 km ² . Los batolitos son receptáculos de magma solidificado.

Extrusivas. Las rocas volcánicas definen estructuras peculiares a su modo de emplazamiento. Los productos volcánicos pueden ser roca fundida (lava) o fragmentos de roca (piroclastos), (ver figura 6.15). La producción de unos o de otros depende, principalmente, de la composición del magma y de su contenido de gases. En el cuadro 6.5 se enlistan diferentes estructuras.

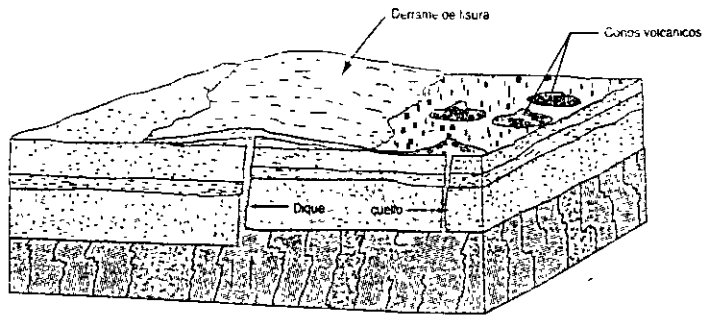


Figura 6.15 Estructuras ígneas extrusivas.

Cuadro 6.5 Estructuras ígneas extrusivas

Tipo de estructura	Descripción
Derrame o colada.	Es una estructura en forma de losa constituida por roca que se solidificó en la superficie a partir de la efusión de lava.
Seudoestratos	Depósito formado por alternancia de estratos de rocas piroclásticas y derrames de lava, ver foto 6.6.
Volcán escudo	Estructura volcánica cónica formada por múltiples derrames que en conjunto presentan un arreglo radial y que se caracteriza por su baja pendiente en las laderas.
Estratovolcán	Estructura de forma cónica formada por varios derrames que aparecen intercalados con productos piroclástico, la estructura se edifica por reiterada actividad volcánica que ocurre por un mismo conducto a través del tiempo.
Cono cinerítico	Estructura de forma cónica formada principalmente por productos piroclásticos, la estructura se edifica en una sola fase de actividad, la cual puede durar varios años.
Caldera	Es una estructura más o menos circular caracterizada por una depresión central de grandes dimensiones formada por colapso de un aparato ígneo.
Domo	Es una estructura volcánica producto de la solidificación de un magma viscoso en donde la lava se enfría rápidamente en el punto de emisión y adquiere una forma de cúpula.
Diaclasas	Son fracturas desarrolladas generalmente en los derrames de las rocas ígneas por contracción durante el enfriamiento de la lava.

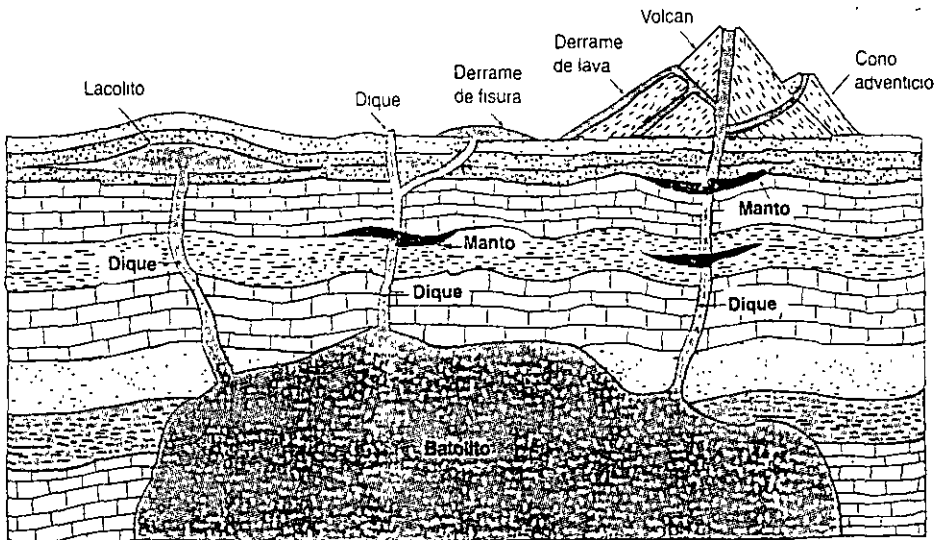


Figura 6.16 Estructuras ígneas primarias.

6.4.3 Estructuras Secundarias

Bajo el campo de la deformación frágil las rocas se rompen conforme a superficies más o menos planas. Las superficies de ruptura se llaman fracturas (ver figura 6.17) cuando no se aprecia desplazamiento en sentido paralelo a ellas; el desplazamiento generalmente es en sentido perpendicular. Cuando ocurre desplazamiento en algún sentido paralelo a la superficie de ruptura, ésta se denomina falla.

La deformación de las rocas puede ocurrir en condiciones de bajos esfuerzos y temperatura (frágil), o bien, en condiciones de altos esfuerzos y temperatura (dúctil). La deformación es la expresión geométrica de la cantidad de cambios causada por la acción de los esfuerzos.

Fallas y fracturas. Las fallas se dividen según la dirección del desplazamiento relativo entre los bloques que definen el plano de ruptura (figura 6.18). Si el movimiento ocurre conforme a la línea de máxima pendiente la falla es de tipo normal, esto es, cuando el bloque de techo se desliza hacia abajo; es de tipo inversa cuando el bloque de techo se desliza hacia arriba. Si el desplazamiento es según el rumbo de la superficie de falla se clasifica como de tipo lateral.

En todos los casos, la dirección y sentido del movimiento queda marcado por estrías en la superficie de la falla. Otro rasgo típico de las fallas es la presencia de material triturado entre los bloques de roca que la delimitan. A este material se le llama brecha de falla si está constituido por fragmentos de roca y arena con o sin cementante, y milonita cuando es básicamente material fino o arcilla.



Figura 6.17 Fractura continua en rocas ígneas extrusivas.

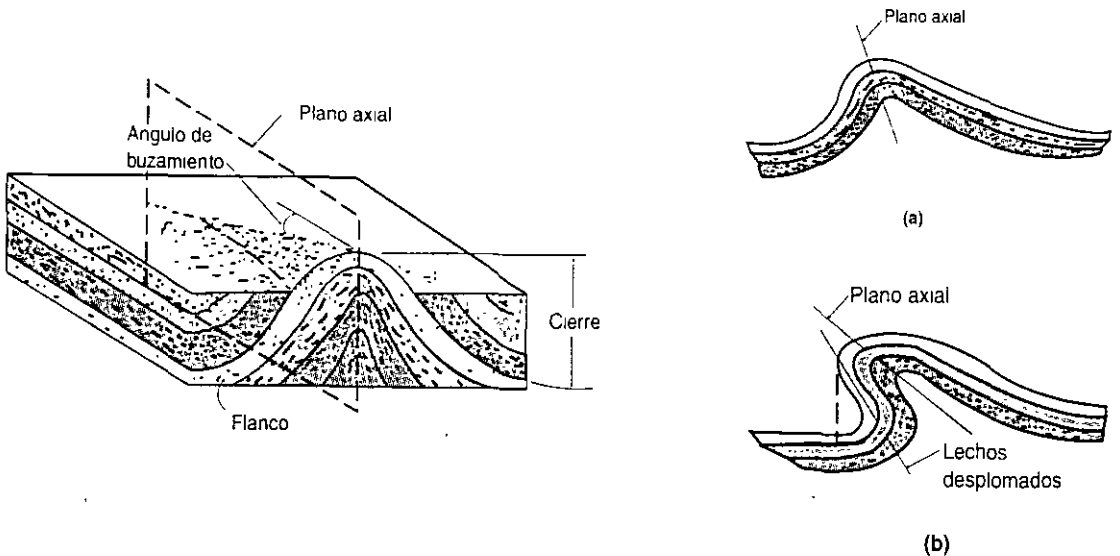


Figura 6.18 Tipos de fallas.

Plegues. La flexión de un plano se denomina pliegue (figura 6.19). Cuando la deformación de las rocas ocurre en un campo dúctil, éstas experimentan una modificación en su geometría, modificación que es posible reconocer cuando los cuerpos rocosos presentan algún rasgo plano antes de la deformación. El rasgo más común en las rocas sedimentarias es la estratificación y es en estas rocas donde mejor se observan los plegamientos.

Los plegues son estructuras geológicas que involucran aspectos geométricos y estratigráficos. Un pliegue se denomina anticlinal (figura 6.20) cuando las rocas más antiguas se encuentran hacia el lado cóncavo de la flexión. Un sinclinal presenta las rocas más jóvenes en el lado cóncavo del pliegue (figura 6.20).

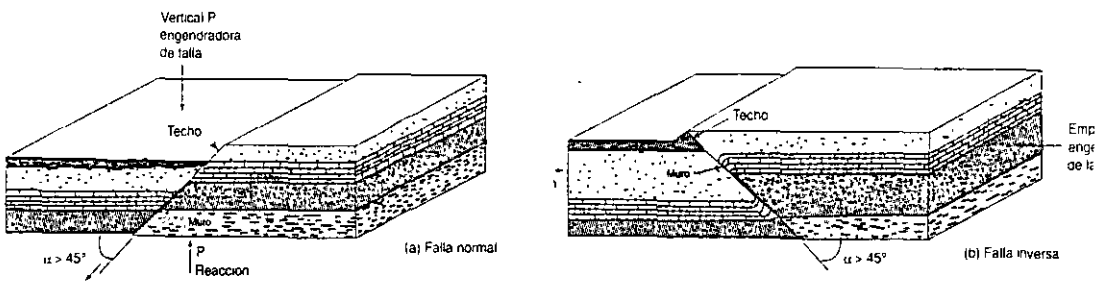


Figura 6.19 Características de los plegues.

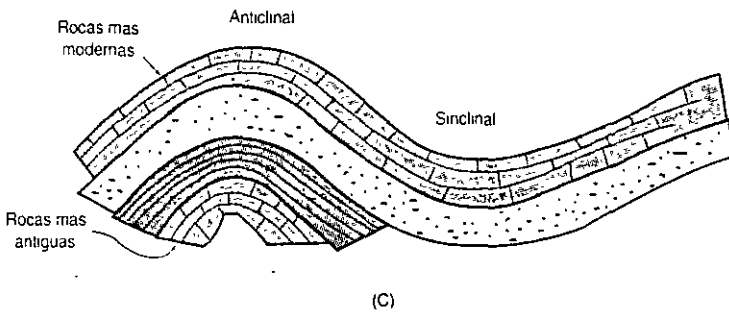


Figura 6.20 Clasificación de plegues.

CURSO DE GEOLOGÍA

PROPIEDADES DE LAS DISCONTINUIDADES GEOLÓGICAS

DISCONTINUIDADES GEOLOGICAS

"Una discontinuidad es una fractura en el macizo rocoso"

tipos:

- juntas y planos de estratificación
- fallas y fracturas de origen tectónico
- foliación (en rocas metamórficas)
- exfoliación (en rocas ígneas intrusivas)
- diaclasas de enfriamiento (columnas en lavas y diques)

Familia de discontinuidades: las que son paralelas unas de otras

Sistema de discontinuidades: se forma por dos o más familias

- familia primaria es la más abundante
- familia secundaria menos abundante

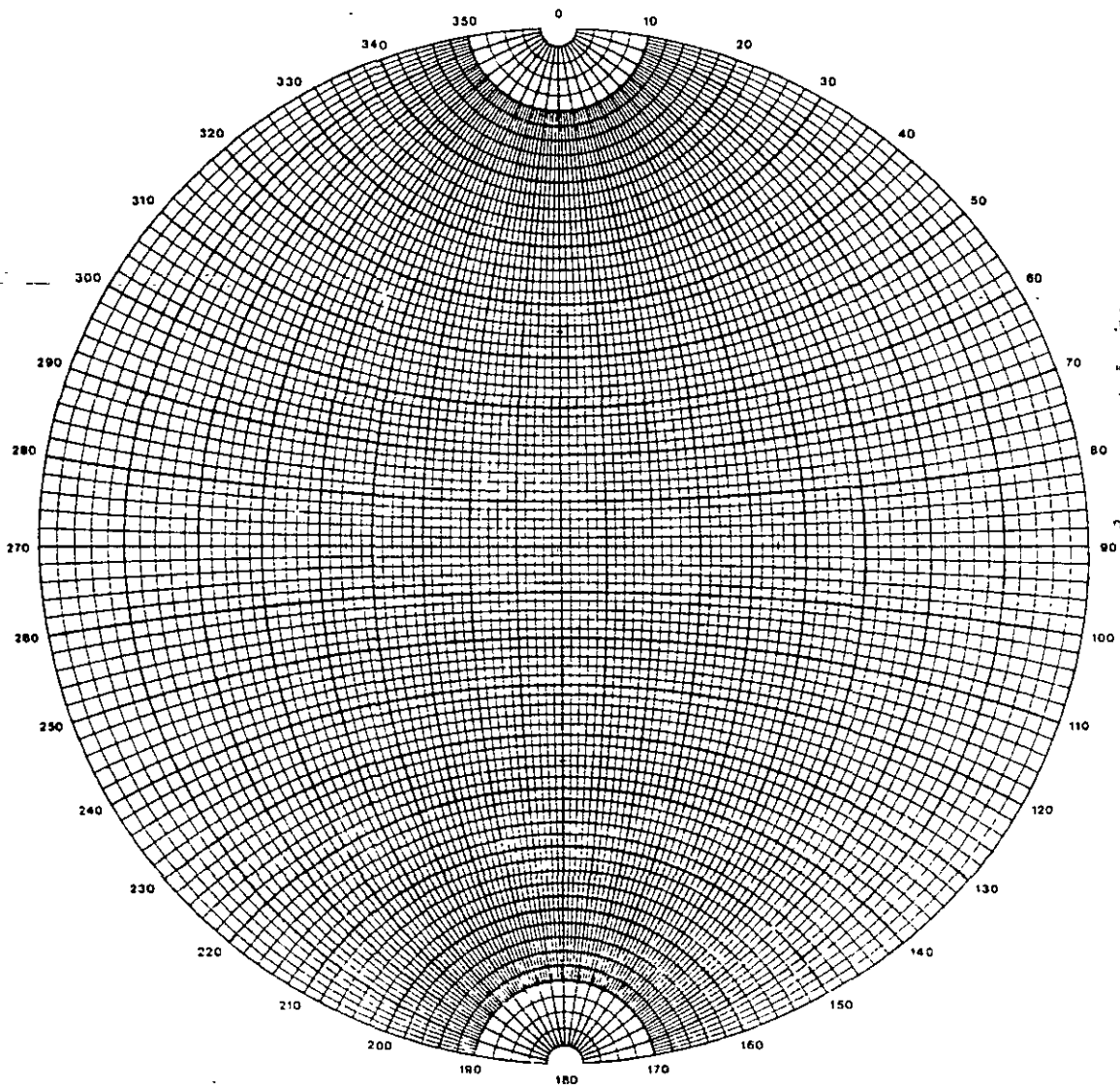
Las discontinuidades influyen en las características del macizo rocoso:

- resistencia al esfuerzo cortante
- deformabilidad
- permeabilidad

DISCONTINUIDADES GEOLOGICAS

Características para fines de ingeniería:

- rugosidad: influye en la resistencia al esfuerzo cortante varía de lisa ($i = 0$) a muy rugosa
- espaciamiento: permite apreciar la estructura del macizo rocoso y ya que representan zonas de debilidad influyen en su resistencia efectiva e isotropía.
- resistencia de las superficies del plano: influyen en la resistencia al esfuerzo cortante y la deformabilidad del macizo
- desplazamientos previos: (presencia de estrías) influyen en la resistencia al esfuerzo cortante
- apertura: influyen en la resistencia y permeabilidad del macizo, pueden dar indicios del efecto del intemperismo en el terreno
- tipo de relleno: el tipo y cantidad influyen en la resistencia, deformabilidad, p. ej. arcilla, material granular, carbonato, etc.
- contenido de agua: influye en la resistencia y cohesión del relleno y paredes del plano



(a)

6.4.4 Discontinuidades

Cada familia se analiza independientemente utilizando parámetros que describen, en forma cuantitativa y cualitativa, las principales características que influyen en las propiedades de resistencia al esfuerzo cortante, deformabilidad y permeabilidad.

Las discontinuidades pueden tener una amplia variedad de orígenes y formas, pero tienden a agruparse en dos tipos básicos: las que se presentan en familias o sistemas, como son las fracturas de origen tectónico, las diaclasas de enfriamiento en rocas ígneas extrusivas, la foliación de las rocas metamórficas, la estratificación, y otras, que son susceptibles de analizarse estadísticamente, y las que se presentan en forma individual, como por ejemplo las fallas que, por su extensión, afectan un sitio en forma importante y que deben estudiarse en forma particular.

Un macizo rocoso puede considerarse como un sólido discontinuo, separado por planos de debilidad o superficies que incluyen juntas, fracturas, fallas, foliación, diaclasas, que también se denominan discontinuidades.

Número de familias. Es el número de sistemas de fracturas que presentan la misma orientación y origen. Es un factor que influye en la estabilidad de las laderas y en la permeabilidad de la cimentación (cuadro 6.6).

Cuadro 6.6 Número de familias de discontinuidades (ISRM, 1978).

Descripción
Masiva, juntas aleatorias ocasionales
Una familia de fracturas
Una familia de fracturas más aleatorias
Dos familias de fracturas
Dos familias de fracturas más aleatorias
Tres familias de fracturas
Tres familias de fracturas más aleatorias
Cuatro o más familias de fracturas
Roca fragmentada

La orientación de una falla está definida por la dirección de la línea de máxima pendiente que tiene el plano y por la inclinación de esta línea con respecto a un plano horizontal.

Orientación. La orientación se refiere a la posición que guardan las discontinuidades en el espacio. El rumbo de una discontinuidad es la dirección perpendicular a la de la línea de máxima pendiente (figura 6.21).

La orientación de las discontinuidades geológicas tiene mucha importancia en el comportamiento de la masa de roca con relación a la obra civil. En el caso de presas, la estabilidad de las laderas donde se apoya la cortina y el flujo de agua subterráneo que se establece durante su operación, están fuertemente influenciados por la dirección de los sistemas de fracturamiento principales.

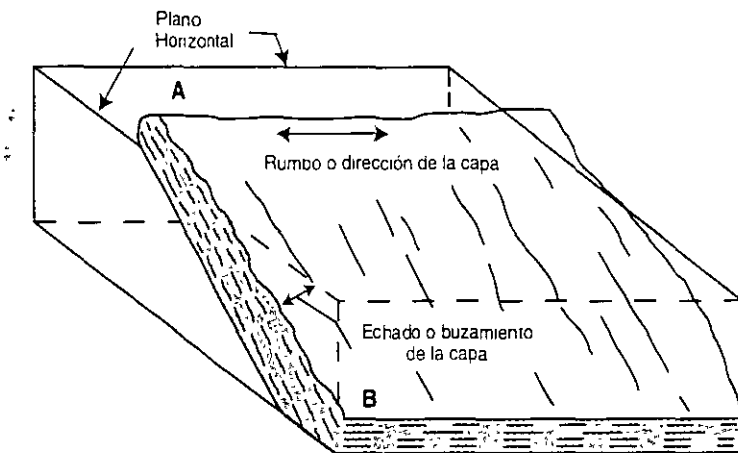


Figura 6.21 Elementos que definen la orientación de un plano en el espacio.

Cuando la inclinación o echado de las capas de rocas sedimentarias o de fracturas es hacia el río, existe el riesgo de deslizamiento de la ladera; también cuando el echado es hacia aguas abajo y no existe continuidad de la ladera en esa dirección, se puede presentar el mismo problema (ver figura 6.22).

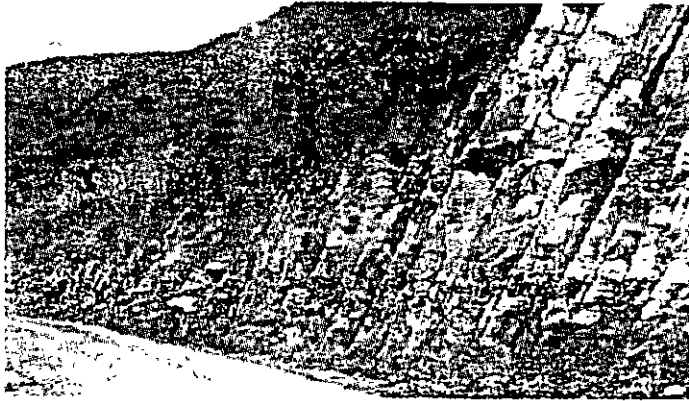


Figura 6.22 Planos de estratificación con buzamiento hacia la excavación.

Continuidad. La persistencia o continuidad es la extensión en el espacio de una discontinuidad geológica. Generalmente se cuantifica por la medida de su longitud de la traza en la superficie del afloramiento.

La continuidad de una falla o fractura determina la interconexión con otras estructuras y familias de juntas, por lo que influye en la permeabilidad y resistencia (cuadro 6.7).

Cuadro 6.7 Descripción de la continuidad de sistemas de fracturamiento (ISRM, 1978).

Descripción	Dimensión
Muy poco continua	< 1 m
Poco continua	1 -3 m
Continuidad mediana	3 - 10 m
Continua	10 - 20 m
Muy continua	> 20 m

Espaciamiento. Es la separación entre las discontinuidades de una misma familia. Es a distancia perpendicular entre discontinuidades adyacentes y define el tamaño máximo de bloques individuales de roca intacta que pueden existir en el macizo. El espaciamiento

de las discontinuidades individuales y de los sistemas asociados tiene una fuerte influencia sobre la permeabilidad del macizo rocoso. En el cuadro 6.8 se presenta la descripción del espaciamiento.

Cuadro 6.8 Descripción del espaciamiento de las discontinuidades (ISRM, 1978).

Descripción	Espaciamiento (mm)
Extremadamente Cerrado	Menor de 20
Muy cerrado	20 - 60
Cerrado	60 - 200
Moderado	200 - 600
Amplio	600 - 2,000
Muy amplio	2,000 - 6,000
Extremadamente amplio	mayor de 6,000

Rugosidad. La rugosidad y ondulación de una discontinuidad se refiere a las características morfológicas que presenta la superficie del plano principal, las cuales contribuyen a aumentar o disminuir su resistencia al esfuerzo cortante. La apertura del plano de falla, el espesor del relleno y los desplazamientos previos que haya sufrido reducen esta resistencia.

Si se conoce la dirección del deslizamiento potencial, la rugosidad del plano debe obtenerse de perfiles paralelos a esa dirección. En muchos casos, la dirección relevante es paralela al echado o buzamiento de la falla. En el caso que el deslizamiento sea por la intersección de dos discontinuidades en forma de cuña, la dirección potencial de deslizamiento es paralela a la línea de intersección de los planos.

Resistencia en las paredes de la discontinuidad. La resistencia a la compresión de las paredes que definen la discontinuidad puede ser menor que la resistencia de la roca intacta del bloque, debido a procesos de meteorización o alteración.

La resistencia a la compresión de las paredes es un factor que en forma indirecta influye en la resistencia al esfuerzo cortante y en la deformabilidad del terreno, especialmente si el contacto de las paredes es roca con roca, o sea, sin relleno.

La meteorización y alteración generalmente afectan más a roca en las paredes de las discontinuidades que a masa rocosa en sí misma. La resistencia de la capa delgada de roca alterada se determina por medio de pruebas de impacto con martillo tipo Schmidt o con martillo de geólogo. El cuadro 6.9 (ISRM, 1978) describe cómo se estima la resistencia de las paredes de una discontinuidad.

Cuadro 6.9 Estimación de la resistencia de las paredes de una discontinuidad (ISRM, 1978).

Grado	Descripción	Identificación	Resistencia a la compresión simple (Mpa)
S1	Arcilla muy blanda	Puede penetrarse fácilmente con el puño	menor de 0.025
S2	Arcilla blanda	El pulgar penetra fácilmente varios centímetros	0.025 - 0.05
S3	Arcilla firme	El pulgar penetra varios centímetros con esfuerzo moderado	0.05 - 0.01
S4	Arcilla rígida	El pulgar penetra con gran esfuerzo	0.10 - 0.25
S5	Arcilla muy rígida	Se raya fácilmente con la uña	0.25 - 0.50
S6	Arcilla dura	Se raya con la uña	mayor de 0.50
R0	Roca débil	Se raya con dificultad con la uña	0.25 - 1
R1	Roca muy débil	Se desmorona con golpe de martillo, se raya con navaja	1 - 5
R2	Roca débil	Puede ser rayada con dificultad con navaja	5 - 25
R3	Roca moderadamente resistente	No se raya con navaja, se fractura con golpe de martillo	25 - 50
R4	Roca resistente	Se requieren varios golpes de martillo para fracturar	50 - 100
R5	Roca muy resistente	Se fractura solo después de muchos golpes de martillo	100 - 250
R6	Roca extremadamente resistente	La roca solo se astilla al golpearla varias veces	mayor de 250

Apertura. Es la distancia perpendicular entre las paredes adyacentes de una discontinuidad en la cual los huecos están ocupados por agua o aire. La apertura no debe ser confundida con el espesor de relleno de las discontinuidades.

Las aperturas grandes pueden ser resultado del deslizamiento a lo largo de las discontinuidades con rugosidad y ondulación apreciables.

En la mayoría de los macizos rocosos, por debajo de la superficie del terreno, las aperturas en las discontinuidades son pequeñas, sobre todo si éstas son lisas y planas. Esta condición no es de gran significado en la reducción de la resistencia al esfuerzo cortante, sin embargo, indirectamente, como un resultado de la conductividad hidráulica, la estrechez de la apertura puede ser significativa en la reducción del esfuerzo normal efectivo y consecuentemente en su resistencia al corte. En el cuadro 6.10 se describe la apertura de las discontinuidades.

Cuadro 6.10 Descripción de la apertura de las discontinuidades (ISRM, 1978).

Apertura	Descripción	
Menor de 0.1 mm	Muy estrecha	Cerrada
0.1 - 0.25 mm	Estrecha	
0.25 - 0.5 mm	Parcialmente abierta	
0.5 - 2.5 mm	Abierta	Entreabierta
2.5 - 10 mm	Moderadamente amplia	
10 mm	Amplia	
1 - 10 cm	Muy amplia	Abierta
10 - 100 cm	Extremadamente amplia	
mayor de 100 cm	Caverna	

Relleno. El relleno en una discontinuidad es el material que separa las paredes adyacentes de roca, usualmente más débil que la roca encajonante.

El relleno puede estar formado por arcilla, limo, arena, brecha o milonita. También puede incluir minerales que sellen las discontinuidades, por ejemplo: cuarzo y calcita. La distancia perpendicular entre las paredes de roca adyacentes, determina el espesor del relleno.

El comportamiento mecánico de una discontinuidad con relleno depende mucho de la mineralogía de éste, tamaño de las partículas que lo constituyen, espesor, grado de compactación y contenido de agua. La descripción del relleno en las discontinuidades se presenta en el cuadro 6.11.

Cuadro 6.11 Descripción del relleno en discontinuidades (ISRM, 1978).

Factor	Descripción
Geometría	Espesor Rugosidad Croquis de campo
Tipo de relleno	Mineralogía Tamaño de las partículas Grado de intemperismo
Resistencia	Propiedades índice Índices S1 a S6 (Cuadro 6.9) Evidencias de desplazamiento
Filtración	Contenido de agua

Filtraciones. Se refiere al flujo de agua y humedad libre visible en las discontinuidades. La presencia de agua en ellas implica generalmente una reducción de la resistencia del material en las paredes o del relleno. La forma de describir los rellenos en discontinuidades se anota en los cuadros 6.12 y 6.13.

Cuadro 6.12 Filtraciones en discontinuidades sin relleno (ISRM, 1978).

Grado	Características
1	La discontinuidad está muy cerrada y seca; el flujo de agua a través de ésta no parece posible
2	La discontinuidad está seca, sin evidencia de flujo de agua.
3	La discontinuidad está seca pero presenta evidencia de flujo de agua
4	La discontinuidad solo está húmeda
5	La discontinuidad presenta escurrimiento difuso y goteo
6	La discontinuidad presenta flujo continuo, se debe medir y reportar el caudal

Cuadro 6.13 Filtraciones en discontinuidades con relleno (ISRM, 1978).

Grado	Características
1	El material de relleno está fuertemente consolidado y seco
2	El material de relleno está húmedo pero no hay agua libre
3	El material de relleno está húmedo con goteo ocasional
4	El material de relleno presenta signos de estar lavado, con flujo continuo de agua, se debe medir y reportar el caudal
5	El material de relleno es erosionado localmente por flujo considerable se debe medir y reportar el caudal
6	El material de relleno es erosionado totalmente, el flujo es considerable y a alta presión, se debe medir y reportar el caudal

Tamaño del bloque. Las dimensiones máximas del bloque de roca que puede existir en la masa rocosa, son el resultado de la orientación de las familias de fracturas que se interceptan y de su espaciamiento individual. Las discontinuidades individuales pueden también tener influencia en la forma y tamaño de los bloques. El número de familias y la orientación determinan la forma de los bloques, los cuales pueden ser semejantes a cubos, prismas, tetraedros, tabulares entre otras formas. Las dimensiones del bloque están determinadas por el espaciamiento, número de fracturas y su persistencia (cuadro 6.14).

Sin embargo, las formas geométricas regulares son la excepción más que la regla, puesto que las juntas en cualquier sistema son rara vez consistentemente paralelas. La estratificación en rocas sedimentarias produce con frecuencia formas más regulares (cuadro 6.15).

Cuadro 6.14 Tamaño de los bloques (ISRM, 1978).

Descripción	No. de juntas/m ³
Muy grandes, mayor de 8	menor de 1
Grandes	1 - 3
Medianos	3 - 10
Pequeños	10 - 30
Muy pequeños	mayor de 30

CURSO DE GEOLOGÍA
GEOHIDROLOGÍA PARA OBRAS DE
INGENIERÍA CIVIL

Cuadro 6.15 Forma de los bloques (ISRM, 1978).

Descripción	Características
Masiva	Bloques muy juntos con espaciamiento muy amplio
Cúbica	Aproximadamente equidimensional
Tabular	Una dimensión considerablemente más pequeña que las otras dos
Columnar	Una dimensión considerablemente más grande que las otras dos
Irregular	Amplia variación en forma y tamaño
Fragmentada	Gran cantidad de fracturas

6.5 Hidrogeología

El estudio de las condiciones del agua subterránea en una boquilla y en la zona del embalse de una presa tiene por objeto determinar la permeabilidad de las masas de suelo o roca que servirán como cimentación y almacenamiento. Esta información se emplea para determinar el flujo de agua y estimar el volumen de las filtraciones que se tendrán a través de los empotramientos y del fondo de la presa, y permiten diseñar los tratamientos que aseguren su impermeabilidad.

Las aguas subterráneas proceden principalmente de la infiltración de las aguas meteóricas, tales como agua de lluvia, hielo o nieve fundidos, y de las filtraciones de ríos, lagos, embalses, canales y otros depósitos de agua.

6.5.1 Nivel freático

A profundidades diversas bajo la superficie del terreno existe una zona de saturación en la que el agua llena todos los poros, fracturas y cavidades de los suelos y rocas. El agua existente en la zona de saturación se designa, por lo general, como agua freática y su superficie superior es el nivel freático.

Cuando las condiciones geológicas y topográficas son más complejas podrá haber más de una zona de saturación y, por consiguiente, más de un nivel en una localidad. La forma y distribución del agua en el subsuelo se muestra en la figura 6.23.

Las aguas subterráneas son libres, es decir, se mueven obedeciendo la ley de la gravedad, en oposición a lo que ocurre en las aguas retenidas por atracción, situadas arriba del nivel freático o las aguas confinadas en estratos impermeables y fallas.

El nivel de aguas freáticas no es horizontal ni en sentido longitudinal, es decir, en la dirección del flujo, ni en dirección transversal, sino que en forma atenuada sigue la configuración topográfica del terreno suprayacente.

La elevación del nivel freático depende de varios factores, tales como fluctuaciones de las precipitaciones y de los caudales y fugas de los ríos, así como de las características de permeabilidad del terreno. Las gráficas anuales de las fluctuaciones del nivel freático muestran, por lo general, un máximo y un mínimo. Estas fluctuaciones estacionales pueden llegar a medir varios metros a lo largo de un año.

El agua subterránea constituye áreas con delimitaciones geológicas bien definidas y más especialmente hidrológicas. El flujo de un río por lechos de arena y grava va acompañado por un flujo subterráneo que constituye la parte más baja del fondo subaéreo del río; en general este flujo inferior continúa corriendo incluso cuando el curso superficial se seca.

Si se conocen las cotas del nivel freático en un número suficiente de puntos y en un momento determinado, es posible preparar mapas con las curvas de nivel de la superficie freática. Aunque no siempre se preparen mapas a partir de cada serie de mediciones, la determinación del nivel del agua subterránea puede constituir una tarea habitual para el ingeniero y de utilidad en el proyecto de presas.

La profundidad del nivel freático se mide en pozos y perforaciones de exploración. En la investigación de las condiciones del agua subterránea se debe determinar la profundidad de los niveles más altos y más bajos de la superficie freática como consecuencia de las fluctuaciones estacionales.

En los estudios de carácter geotécnico también se emplea la geofísica para desarrollar esta investigación.

6.5.2 Acuíferos

Los acuíferos son rocas y suelos que contienen cantidades considerables de agua en condiciones tales que la ceden con facilidad cuando se le extrae por medio de pozos.

Como se anotó antes, el agua subterránea se mueve libremente por efecto de la gravedad y es una masa cuya superficie se desplaza con una pendiente que puede tomar muchas formas dependiendo de la estructura de los suelos y las rocas por las cuales fluye. Un estrato impermeable puede almacenar agua en pequeña cantidad creando un depósito subterráneo localizado arriba del nivel freático regional. Estos depósitos se conocen como niveles de agua colgados, que ocurren con frecuencia, pero por lo general son de extensión limitada.

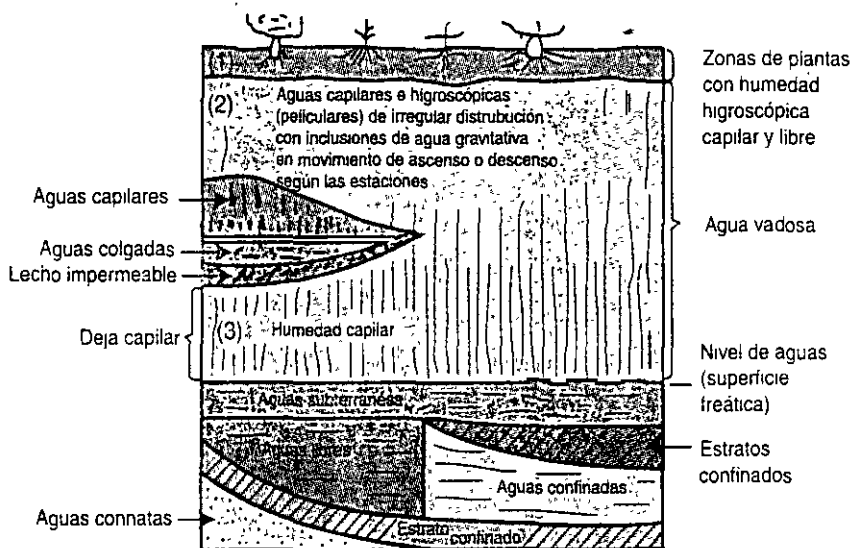


Figura 6.23 Formas y distribución del agua subterránea.

Cuando un acuífero está confinado entre dos estratos impermeables, el agua puede encontrarse a presión y se dice que el agua subterránea tiene presión artésiana. Al realizarse una perforación en un acuífero artésiano el agua sube hasta la elevación de presión cero, si este nivel está por arriba de la superficie del terreno resulta un pozo artésiano. Los acuíferos artesianos pueden ser estructuras locales de poca extensión, o bien, pueden ser continuos y abarcar grandes áreas.

Si el nivel freático intercepta la superficie del terreno en una ladera se produce un manantial. El agua escurre por la superficie del terreno y el suelo puede ablandarse por la adición de esta agua y también por la presión del agua filtrada. Los manantiales están asociados casi siempre a la presencia de fallas, fracturas u otras estructuras geológicas importantes (figura 6.24). Por lo que son un elemento importante en el estudio del agua subterránea.

Durante los estudios geológicos deben registrarse los manantiales encontrados en la zona del embalse y aguas abajo del sitio de la boquilla, llevando registro de sus gastos y fluctuaciones estacionales, lo mismo cuando haya aparición de agua artésiana en los sondeos de investigación. El incremento de presión causado por un nuevo nivel del embalse puede abrir nuevos caminos de flujo que antes en forma natural no existían, o bien, incrementar los ya conocidos.

Si el agua que corre en un río escapa fácilmente al subsuelo y se une al flujo de agua subterránea puede haber serias pérdidas por filtraciones o escape de una presa

construida en ese sitio. Las evidencias de campo del escape de agua hacia el subsuelo o de niveles freáticos bajos por alta permeabilidad del macizo rocoso, pueden indicarnos de antemano la necesidad de contar con barreras de impermeabilización como parte del proyecto de la presa. También indican los defectos estructurales geológicos por los cuales pueden presentarse problemas de filtración importante.

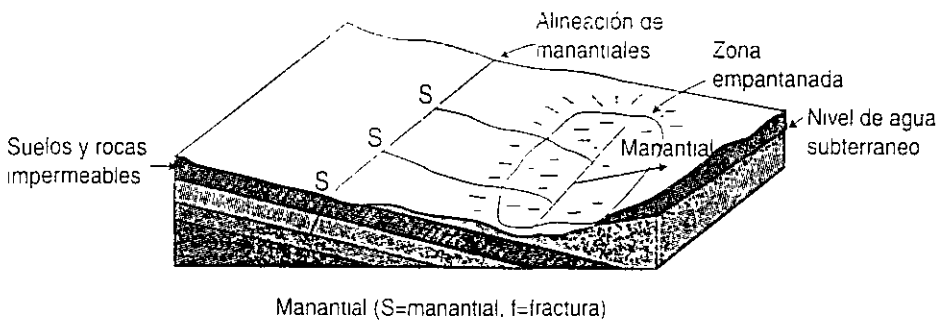


Figura 6.24 Formas de presentarse los manantiales.

El embalse creará en su entorno y en la zona de la boquilla, principalmente, la modificación del nivel freático natural. Esta modificación o elevación del nivel provocará un incremento en el gradiente hidráulico. Los suelos y las rocas con sus discontinuidades deberán ser capaces de soportar este nuevo gradiente que, de no ser así, provocaría tubificación o erosión interna de los materiales que los conforman.

El agua que fluye a través de los empotramientos y fondo de la cortina, además produce empujes hidrostáticos, que bajo ciertas condiciones geológicas pueden provocar deslizamientos. El conocimiento detallado de la estructura geológica en los estribos, sobre todo en presas de tipo rígido, es de suma importancia para prever estos problemas y proyectar las soluciones adecuadas. También, la presencia de agua de los suelos y las rocas reduce su resistencia influyendo en el grado de estabilidad de las laderas y bloque de roca localizados aguas abajo de la cortina. Este efecto es más notable en las laderas que rodean el vaso de almacenamiento donde con frecuencia se observan estos deslizamientos.

Para el estudio de la permeabilidad de los suelos y rocas que afloran en una boquilla, se efectúan pruebas de permeabilidad in situ, aprovechando los sondeos de exploración efectuados en el lugar. Las pruebas de agua tipo Lefranc y Lugeon son las más comunes.

CURSO DE GEOLOGÍA
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

CURSO DE GEOLOGÍA
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE ROCAS

Consideraciones geológicas*

D. U. Deere

Rock Mechanics in Engineering Practice

Edits. K.G. Stagg y O.C. Zienkiewcs

J. Wiley & Sons., 1968

1.1 Introducción

La mecánica de Rocas es la ciencia teórica y aplicada que trata del comportamiento mecánico de las rocas; es la rama de la Mecánica que estudia la reacción de las rocas a los campos de fuerza de su entorno físico †.

Esta definición, dada recientemente por un grupo de investigadores en Mecánica de Rocas, puede parecer a primera vista que realza el papel de la mecánica, ignorando el de la geología. En realidad esta definición es de miras muy amplias. La frase «reacción de las rocas a los campos de fuerza de su entorno físico» es suficientemente general para que sea aplicable a problemas a cualquier escala. Por ejemplo, comprende los estudios del mecanismo de deformación de los cristales minerales sometidos a elevadas presiones y temperaturas, el comportamiento triaxial de una muestra de roca ensayada en laboratorio, la estabilidad del revestimiento de un túnel e incluso el mecanismo de los movimientos de la corteza terrestre.

El papel de la geología es evidente; todos los materiales estudiados son masas rocosas situadas en un entorno geológico o extraídas de él. Los materiales poseen ciertas características físicas que son función de su origen y de los procesos geológicos posteriores que han actuado sobre ellos. El conjunto de estos fenómenos en la historia geológica de una cierta zona conduce a una *litología* particular, a una determinada serie de *estructuras geológicas* y a un *estado tensional in situ* característico. Regionalmente se producen variaciones de estas condiciones y pueden también producirse localmente, aún con mayor importancia, dentro del emplazamiento de una obra determinada. Al realizar programas de reconocimiento, y al extrapolar los resultados de ensayo en un punto a las zonas adyacentes, es totalmente necesario considerar la distribución en el lugar de los diferentes elementos geológicos. La experiencia ha demostrado que quien mejor puede realizar este trabajo es un ingeniero geólogo que no sólo tenga base suficiente en ciencias geológicas para apreciar los detalles de la geología del lugar, sino que también esté bien enterado de los métodos modernos de reconocimiento de las rocas y esté familiarizado con las exigencias de los técnicos en Mecánica de Rocas.

* De una próxima publicación en dos volúmenes original de Donald U. Deere, titulados provisionalmente, *Engineering Geology* (Geología aplicada a la Ingeniería) y *Rock Mechanics* (Mecánica de las Rocas). Cita reproducida con la autorización de Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, EE. UU.

† Definición del Comité de Mecánica de Rocas de la Academia Nacional de Ciencias de la «Rock-Mechanics Research», *Natl. Acad. Sci.-Natl. Res. Council*, Washington, D. C., 1966.

En la Mecánica de Rocas aplicada, en especial en los campos de ingeniería civil y minería, el método de proyecto supone la selección de un anteproyecto y la predicción del comportamiento esperado. Se emplean para ello ecuaciones de la mecánica teórica y aplicada. Sin embargo, en la mayoría de los casos, deben introducirse en las ecuaciones algunas propiedades mecánicas de la roca. La validez de la solución obtenida no es mayor que la validez de la propiedad mecánica empleada. Las propiedades mecánicas de una muestra inalterada ensayada en laboratorio pueden ser muy diferentes de las propiedades del macizo rocoso del que se ha extraído la muestra. El reconocimiento de este hecho ha motivado en estos últimos años una gran atención hacia los ensayos *in situ*.

El comportamiento de un macizo rocoso sometido a una variación de tensiones viene determinado por las propiedades mecánicas del material rocoso y por el número y naturaleza de las discontinuidades geológicas existentes en el mismo. La importancia relativa de cada uno de estos factores sobre el comportamiento de la roca depende principalmente de la relación entre las dimensiones de la obra de ingeniería a realizar y la separación entre las discontinuidades. Cuando la variación introducida en el estado tensional afecta a una zona grande respecto a la distancia entre diaclasas *, por ejemplo, como es el caso de la cimentación de presas o grandes excavaciones subterráneas, la influencia de las diaclasas puede ser muy pronunciada. Sin embargo, en aquellos casos en que la separación entre las mismas es muy grande respecto a las dimensiones de la obra, como en la perforación de un barreno o la construcción de un túnel a través de una roca masiva con una perforación mecánica, el comportamiento de la roca depende más de las propiedades inherentes al material rocoso.

En muchos problemas de Mecánica de Rocas aplicada también se requiere conocer el estado tensional a una cierta profundidad en la zona estudiada. Como se señala en una sección posterior de este capítulo, el estado tensional es consecuencia directa de la historia geológica pasada de la zona. Sin embargo, el conocimiento de la historia geológica no basta por sí mismo para permitir una estimación razonable del estado de tensiones.

1.2 Importancia de la litología o tipo de roca

La litología de una roca hace referencia a su mineralogía, textura y fábrica, junto con un nombre o término descriptivo de algún sistema de clasificación reconocido, por ejemplo; caliza oolítica, pizarra bituminosa, granito, clorita-biotita, esquistos, etc. Los nombres y la clasificación son geológicos. Los técnicos en Mecánica de Rocas han reconocido frecuentemente lo inadecuado de un sistema de clasificación de este tipo, advirtiendo al menos que rocas de la misma litología pueden presentar una gama extraordinariamente amplia de propiedades mecánicas. Se ha propuesto incluso abandonar tales nombres geológicos y adoptar un nuevo sistema de clasificación basado únicamente en propiedades mecánicas.

Esta propuesta puede resultar excesiva, ya que hay diversas razones para conservar los términos litológicos. En primer lugar, existe como mínimo una

61

* Para unificar hemos traducido, en todo el texto, *joints* por diaclasas, aunque cabría establecer diferencias entre éstas, las litoclasas y algunos otros tipos de discontinuidades y fracturas (*N. del T.*).

gama de valores para cualquier tipo de roca donde queda comprendido el valor de una cierta propiedad mecánica. Para algunas propiedades mecánicas y para algunos tipos de rocas este intervalo de variación puede ser desalentadoramente grande; para otras bastante más pequeño. Por ejemplo, la resistencia a compresión simple de una caliza puede variar de 350 a 2.500 kg/cm²; sin embargo, para la sal gema la variación es solamente de 200 a 350 kg/cm², aproximadamente. La dureza de una cuarcita será elevada y prácticamente constante, mientras que la de una arenisca será muy baja o muy alta según el tipo y grado de cementación.

Otra razón importante para el empleo del nombre litológico es la relación entre la textura, fábrica y anisotropía estructural de las rocas de un determinado origen. Por ejemplo, la mayoría de las rocas ígneas tienen una estructura densa, bien encajada, con muy pequeñas diferencias de dirección en las propiedades mecánicas (con la excepción, por supuesto, de muchas rocas volcánicas superficiales, rocas intrusivas subsuperficiales, y algunas intrusivas profundas, como los granitos gneísicos, que presentan una estructura riolítica en la periferia de la intrusión). Las rocas sedimentarias, como las pizarras arcillosas, las areniscas y algunas calizas, están estratificadas y por tanto muestran una anisotropía considerable en las propiedades mecánicas. Otras rocas sedimentarias, como la sal gema, el yeso y muchas calizas y dolomías, han recrystalizado en una textura compacta, presentando únicamente una ligera anisotropía. Las rocas metamórficas son quizá las más sorprendentes respecto a la anisotropía. La clorita, el talco y el micasquisto tienen superficies de exfoliación bien desarrolladas y se componen de minerales de estructura hojosa que dan lugar a grandes diferencias en la resistencia y el módulo de deformación según la dirección de ensayo. Los gneis * muestran alguna anisotropía pero en menor grado. La pizarra es también muy anisotropa debido a su pronunciada estratificación. Otras rocas metamórficas, como el mármol y la cuarcita, han recrystalizado en una textura compacta, siendo bastante homogéneas.

Otra razón para conservar el nombre geológico es la asociación que puede hacerse entre ciertos tipos de rocas y otras características *in situ* que pueden presentarse. Por ejemplo, la presencia en el terreno de caliza, yeso y sal gema puede inclinar al investigador a la búsqueda de fenómenos de disolución como cavidades, torcas y fisuras agrandadas por la disolución. En otro caso, la presencia de una colada de lava basáltica puede indicar la posible presencia de un diaclasado columnar y llamar la atención sobre los problemas con él relacionados. Análogamente, algunos tipos de rocas presentan un comportamiento característico o problemas específicos. La existencia de sal gema u otras evaporitas puede dar lugar a problemas con deformaciones de fluencia. Debido a su contenido de arcilla, las pizarras arcillosas presentan frecuentemente hinchamiento y disgregación al aire por variaciones de presión y humedad. Resulta evidente que se da una información mucho más valiosa sobre las propiedades y el comportamiento de una roca cuando se indica su nombre geológico. Sin embargo, a efectos ingenieriles, el nombre geológico es insuficiente por sí solo y debe acompañarse de una clasificación de tipo mecánico según se indica en la sección siguiente.

* Aunque últimamente se tiende a escribir *gneis* hemos preferido conservar la grafía tradicional (*N. del T.*).

1.3 Clasificación de las rocas en ingeniería

Se entiende por roca «intacta» aquella de la cual pueden tomarse muestras para su ensayo en laboratorio, no presentando características estructurales de gran escala, como diaclasas, planos, de estratificación, fracturas y zonas milonitizadas. Coates¹ ha empleado el término *sustancia rocosa*. Coates¹, Coates y Parsons² y Miller³ han realizado un trabajo acerca de la clasificación de la roca intacta a partir de las propiedades mecánicas determinadas en laboratorio. Deere y Miller⁴ han dado una versión modificada del primer trabajo de Miller, siendo esta clasificación la que se describe a continuación.

La clasificación se basa en dos propiedades importantes de la roca: la resistencia a compresión simple y el módulo de elasticidad. El módulo empleado es el módulo tangente correspondiente a un nivel tensional igual a la mitad de la resistencia de la roca. La resistencia a compresión simple se determina con muestras de relación longitud/diámetro igual o superior a 2. La roca se clasifica en una de las cinco categorías de resistencia indicadas en la tabla 1.1.

Tabla 1.1 Clasificación de la roca intacta¹

I. Basada en la resistencia (σ_c)

Clase	Descripción	Resistencia a compresión simple (kg/cm ²)
A	Resistencia muy alta	> 2.250
B	Resistencia alta	1.120-2.250
C	Resistencia media	560-1.120
D	Resistencia baja	280-560
E	Resistencia muy baja	< 280

Se advierte que las categorías de resistencia siguen una progresión geométrica. La línea divisoria entre las categorías A y B se ha fijado en 2.250 kg/cm² ya que éste constituye el límite superior de resistencia de las rocas más comunes.

Tabla 1.2 Clasificación^a de la roca intacta⁴

II. Basada en el módulo relativo (E_t/σ_c)

Clase	Descripción	Módulo relativo ^b
H	Elevado módulo relativo	> 500
M	Módulo relativo medio	200-500
L	Módulo relativo bajo	< 200

^a Las rocas se clasifican según su resistencia y módulo relativo en AM, BL, BH, CM, etc.

^b Módulo relativo = E_t/σ_c ,
siendo E_t = módulo tangente para el 50 % de la carga de rotura,
 σ_c = resistencia a compresión simple.

Únicamente unos pocos tipos de rocas entran en la categoría A, la cuarcita, la diabasa y los basaltos densos, entre ellas. La categoría B, 1.120-2.250 kg/cm², comprende la mayoría de las rocas ígneas, las rocas metamórficas más duras y las areniscas bien cementadas, las pizarras arcillosas duras y la mayoría de las calizas y dolomías. En la categoría C, rocas de resistencia media en el intervalo 560-1.120 kg/cm², se encuentran muchas pizarras arcillosas, areniscas y

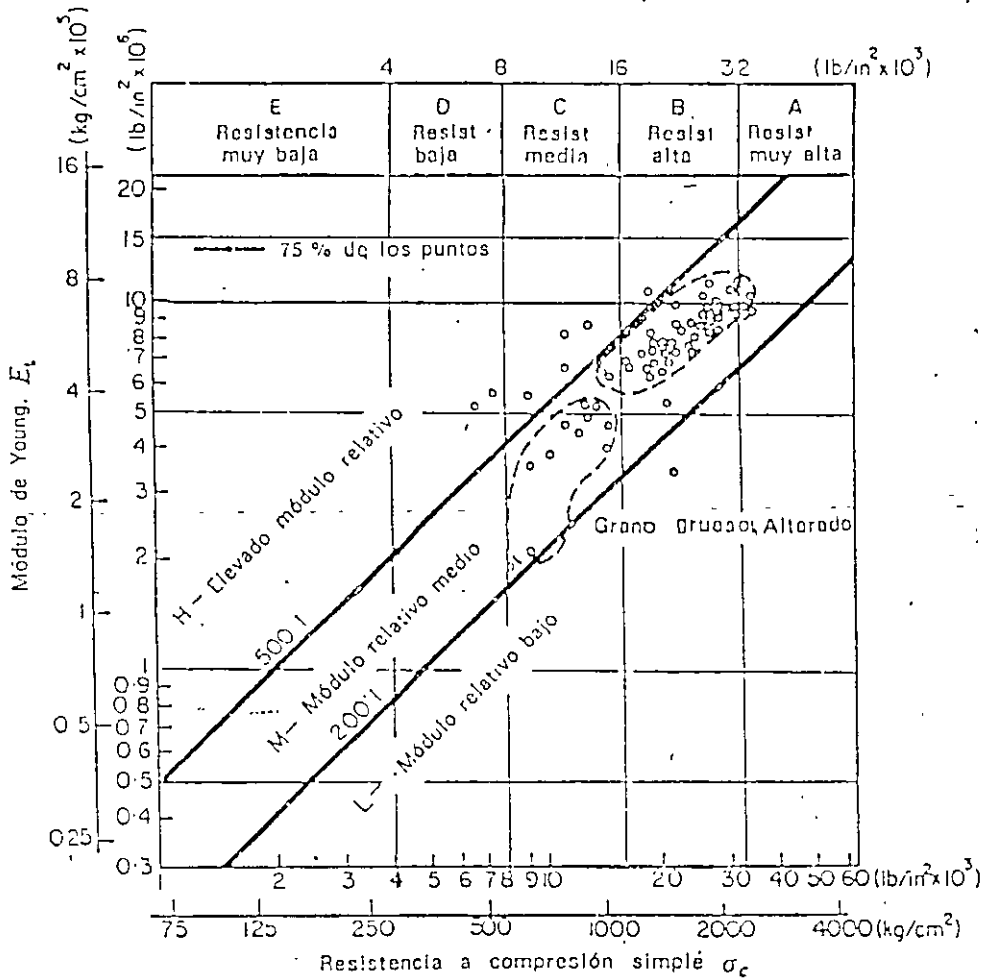


Figura 1.1 Clasificación de rocas intactas de la familia del granito (80 muestras, 16 emplazamientos, varios investigadores) ⁴

E_t = módulo tangente para el 50 % de la carga de rotura.
La roca se clasifica como AM, BHi, BL, etc.

calizas porosas, las variedades más esquisosas de las rocas metamórficas (por ejemplo la clorita, y los mica y talcoesquistos). Las categorías D y E, de resistencia baja a muy baja, comprenden rocas porosas o de baja densidad como la arenisca friable, la toba porosa, las pizarras muy arcillosas, la sal gema y las rocas meteorizadas o alteradas químicamente de cualquier litología.

El segundo elemento del sistema de clasificación es el módulo de elasticidad (E_t). Sin embargo, en lugar de emplear el módulo propiamente dicho,

se utiliza la relación entre este módulo y la resistencia a compresión simple, el *módulo relativo* *, según se indica en la tabla 1.2.

Puede emplearse un diagrama de clasificación como el de la figura 1.1. Los valores de la resistencia a compresión y del módulo de elasticidad se han representado en escala logarítmica para abarcar una amplia gama de valores. Las categorías de resistencia se indican en la parte superior de la figura: El mó-

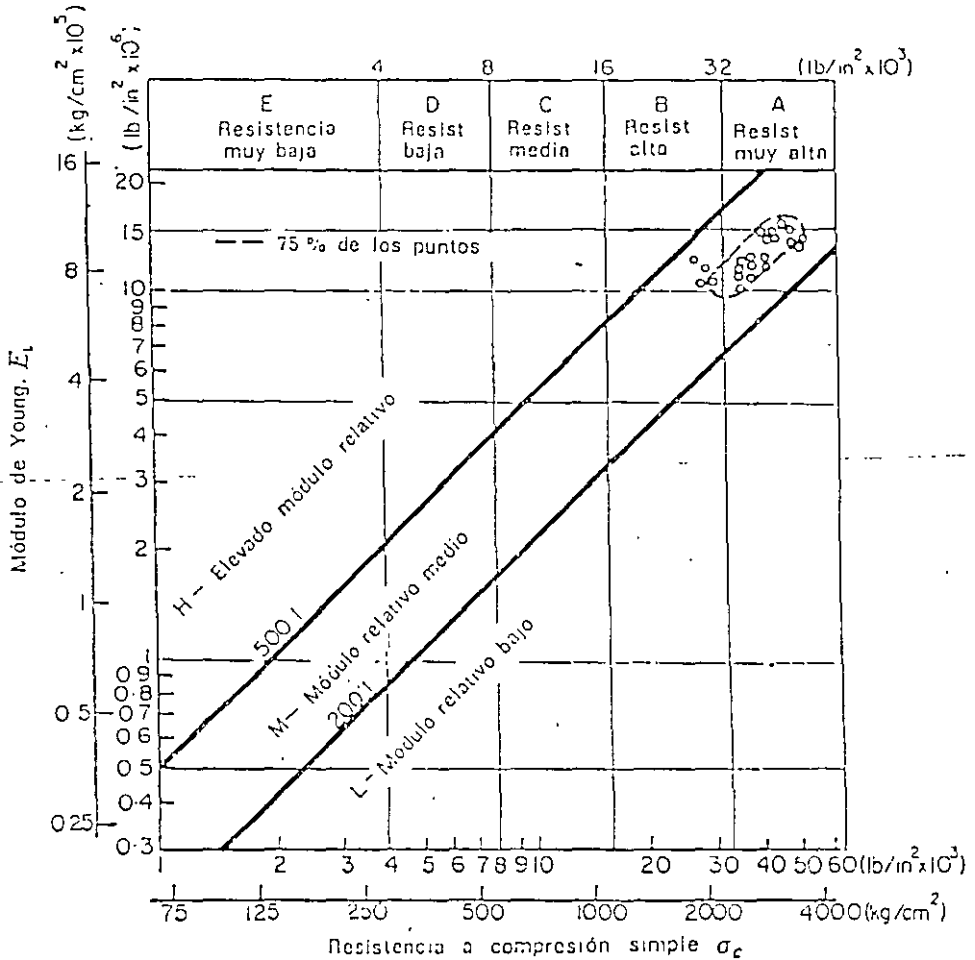


Figura 1.2 Clasificación de rocas intactas-Diabasas (26 muestras, 8 emplazamientos, varios investigadores)⁴
 E_t = módulo tangente para el 50 % de la carga de retura.
 La roca se clasifica como AM, BH, BL, etc.

dulo relativo se deduce de la posición respecto a las diagonales. La zona central viene limitada por una línea superior con un módulo relativo de 500:1 y una línea inferior correspondiente a un módulo de 200:1. Esta zona se designa con la letra M, o zona de módulo relativo *medio*. Las rocas que poseen una estructura compacta y poca o ninguna anisotropía suelen entrar dentro de esta categoría. En ella están comprendidas la mayoría de las rocas ígneas. Los puntos marcados en la figura 1.1 representan 80 muestras de granito corres-

* Traducción arbitraria que proponemos para la *modulus ratio* del texto original (N. del T.).

pondientes a 16 localidades. La figura 1.2 muestra los resultados de 26 probetas de diabasa, roca ígnea densa y uniforme de grano fino a medio. Se advierte que los resultados son más uniformes y que la roca entra principalmente en la clasificación AM, roca de muy alta resistencia con un módulo relativo medio. En la figura 1.3 aparecen los resultados de 70 muestras de basalto y otras rocas volcánicas de grano fino. Como era de esperar, los resultados abarcan una

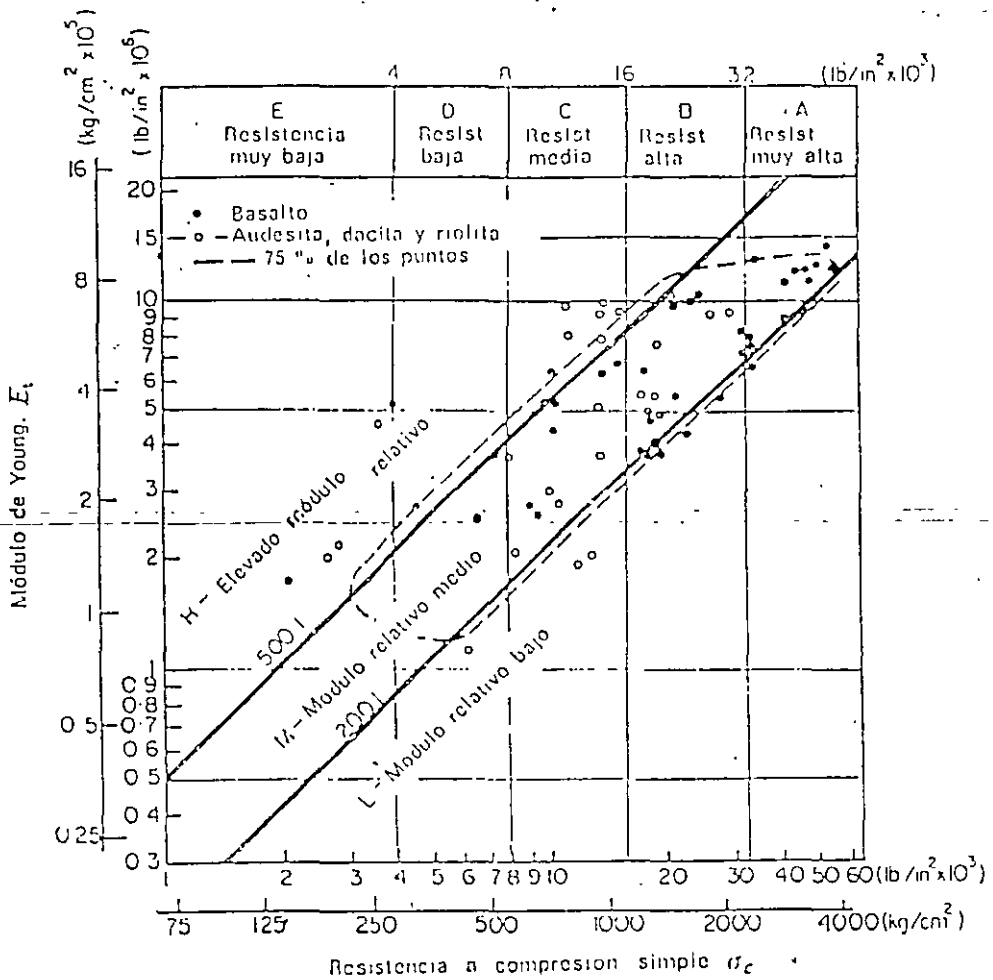


Figura 1.3 Clasificación de rocas ígneas-Basalto y otras rocas volcánicas (70 muestras, 20 emplazamientos, varios investigadores)⁴

E_t = módulo tangente para el 50 % de la carga de rotura.
La roca se clasifica como AM, BI, BL, etc.

amplia gama de valores debido a la variación en la mineralogía, porosidad, tamaño del grano y estructura de cristalización. El diagrama resumen de las rocas ígneas se indica en la figura 1.4.

En la figura 1.5 aparece el diagrama resumen de las rocas sedimentarias. Se advierte que las calizas y dolomías entran principalmente en las categorías de resistencia B y C aunque algunas muestras son del tipo A, de muy elevada resistencia, o D, rocas muy débiles. Los detalles de estas calizas y dolomías se indican en la figura 1.6. Puede verse que muchos de los puntos caen próximos a la línea superior (módulo relativo 500:1) o por encima de ella. Esta situación

parece deberse a su particular estructura (compacta) y mineralogía (calcita y dolomía). Los diagramas correspondientes a la arenisca y pizarra arcillosa, en la figura 1.5 aparecen abiertos por su extremo inferior debido a que diversas probetas se rompieron con presiones inferiores a 75 kg/cm². Se aprecia que tanto la envolvente de las areniscas como la de las pizarras entran en la zona de módulo relativo bajo. Esta situación es el resultado de la anisotropía creada

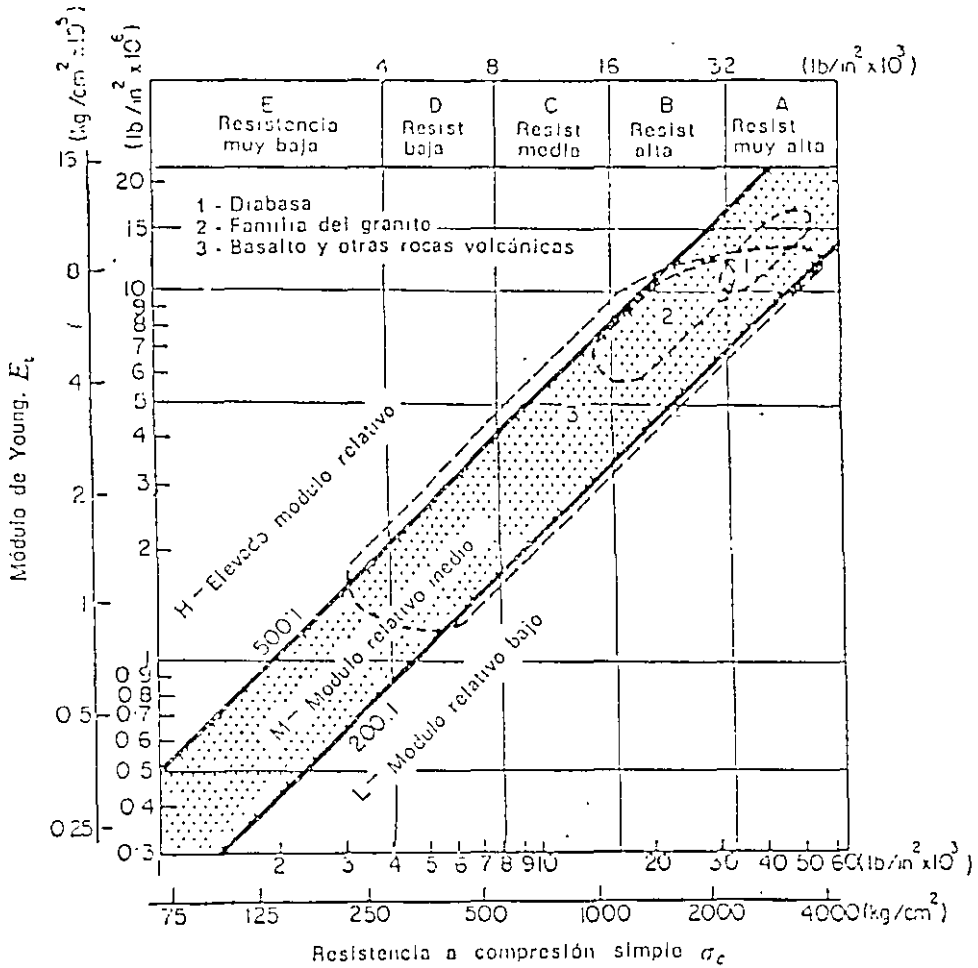


Figura 1.4 Clasificación de rocas ígneas-Resumen de rocas ígneas (176 muestras, 75 % de los puntos)⁴

E_t = módulo tangente para el 50 % de la carga de rotura.
La roca se clasifica como AM, BH, BL, etc.

por la estratificación o esquistosidad. Los módulos relativos son bajos ya que casi todas las muestras se ensayaron con el eje de carga normal al plano de estratificación. Esta orientación no modifica la resistencia pero da lugar a módulos bajos por efecto de la deformación originada por el cierre de los planos de estratificación incipientes y la alineación de los minerales, la mayoría de los cuales son aplanados, especialmente en las pizarras.

El diagrama resumen de las rocas metamórficas aparece en la figura 1.7. La dispersión de los resultados es superior a la de los otros tipos de rocas por la gran variación de mineralogía y grado de anisotropía. La mayoría de las

rocas cuarcíticas aparecen clasificadas como AM, en la misma posición que otros tipos de rocas densas, de granos iguales y estructura compacta, como la diabasa y los basaltos densos. Los gneis vienen representados de forma semejante a los granitos pero con una resistencia media algo menor y una mayor dispersión en el módulo relativo. La dispersión adicional proviene de la mayor variación de mineralogía respecto al granito y a la anisotropía por efecto de

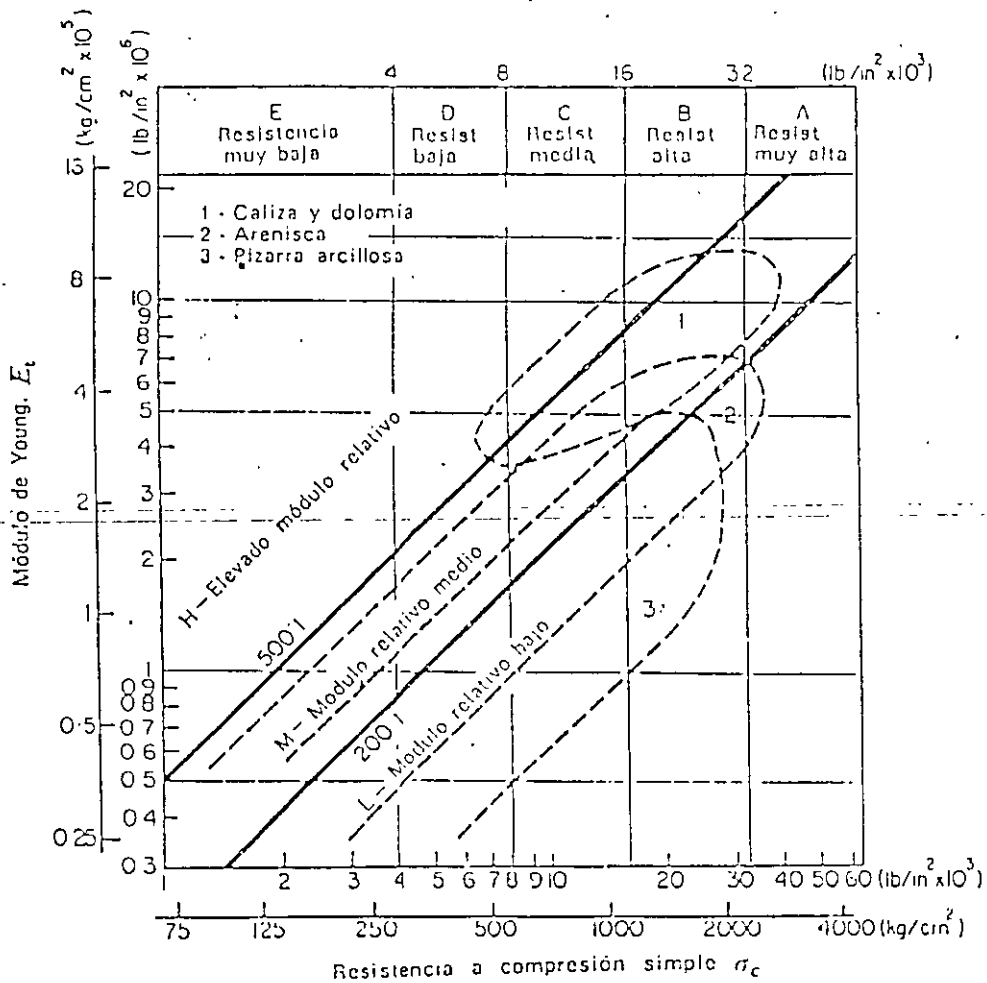


Figura 1.5 Clasificación de rocas intactas-Resumen de rocas sedimentarias (193 muestras, 75 % de los puntos)⁴

E_t = módulo tangente para el 50 % de la carga de rotura.
La roca se clasifica como AM, BH, BL, etc.

la esquistosidad. Muchos de los puntos que caen en la zona de elevado módulo relativo representan roturas según bandas esquistosas de muestras con una fuerte foliación.

Quizá el diagrama más interesante es el de los esquistos. La envolvente 4a (fig. 1.7) corresponde a muestras con una esquistosidad orientada hacia la vertical, es decir con un ángulo elevado (45° o superior) entre el plano de esquistosidad y la horizontal (testigos ensayados con el eje en posición vertical). El elevado módulo relativo de la mayoría de las muestras no corresponde tanto a un valor inherentemente alto sino más bien a un caso de baja resis-

tencia por efecto de roturas prematuras según los planos de esquistosidad con fuerte buzamiento. Por otro lado, la envolvente de las muestras con un pequeño ángulo de esquistosidad (45° o menos respecto a la horizontal) cae en la zona de módulos relativos bajos. En este caso, la resistencia no resulta muy afectada por la esquistosidad pero el módulo de elasticidad es bajo por efecto del cierre de las microfisuras paralelas a los planos de esquistosidad. La envolvente del

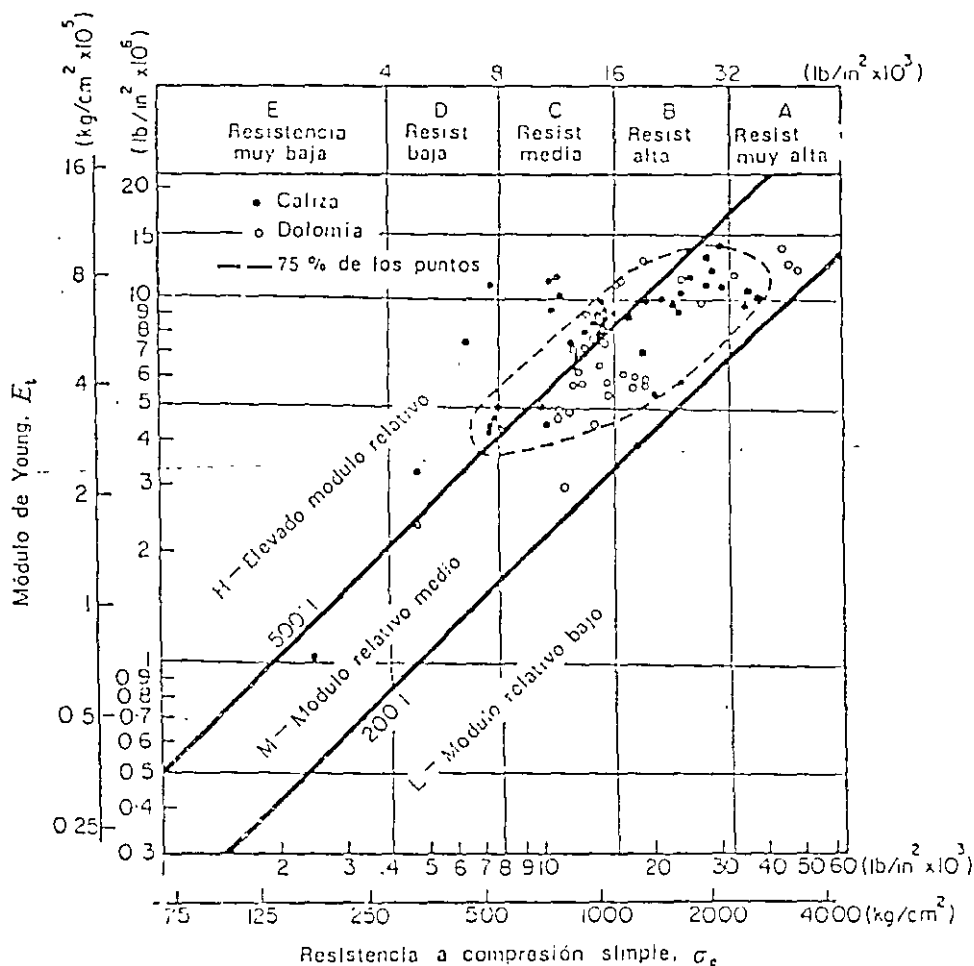


Figura 1.6 Clasificación de rocas intactas-Caliza y dolomía (77 muestras, 22 emplazamientos, varios investigadores)⁴

E_t = módulo tangente para el 50% de la carga de rotura.
La roca se clasifica como AM, BH, BL, etc.

mármol (fig. 1.7) corresponde a un pequeño número de muestras y, aunque 15 de las 22 muestras ensayadas quedaron comprendidas en esa envolvente, se necesitan más resultados para poder generalizar. De hecho parece que el elevado módulo relativo se corresponde con la tendencia de las calizas y dolomías que contienen los mismos minerales.

En el diagrama resumen de las rocas metamórficas es significativo que la envolvente de los gneis se superponga con la de las cuarcitas y con las dos envolventes de los esquistos. Esta posición de transición indica una complejidad creciente de mineralogía y estructura, pasando de las cuarcitas a los gneis y

de éstos a los esquistos. Los diagramas resumen de las rocas ígneas y de las rocas sedimentarias muestran características semejantes en cuanto a las diferencias de mineralogía y estructura.

La clasificación propuesta se considera útil y manejable. Está basada en la resistencia a compresión simple y en el módulo de elasticidad —dos propiedades físicas importantes de la roca que intervienen en la mayoría de los

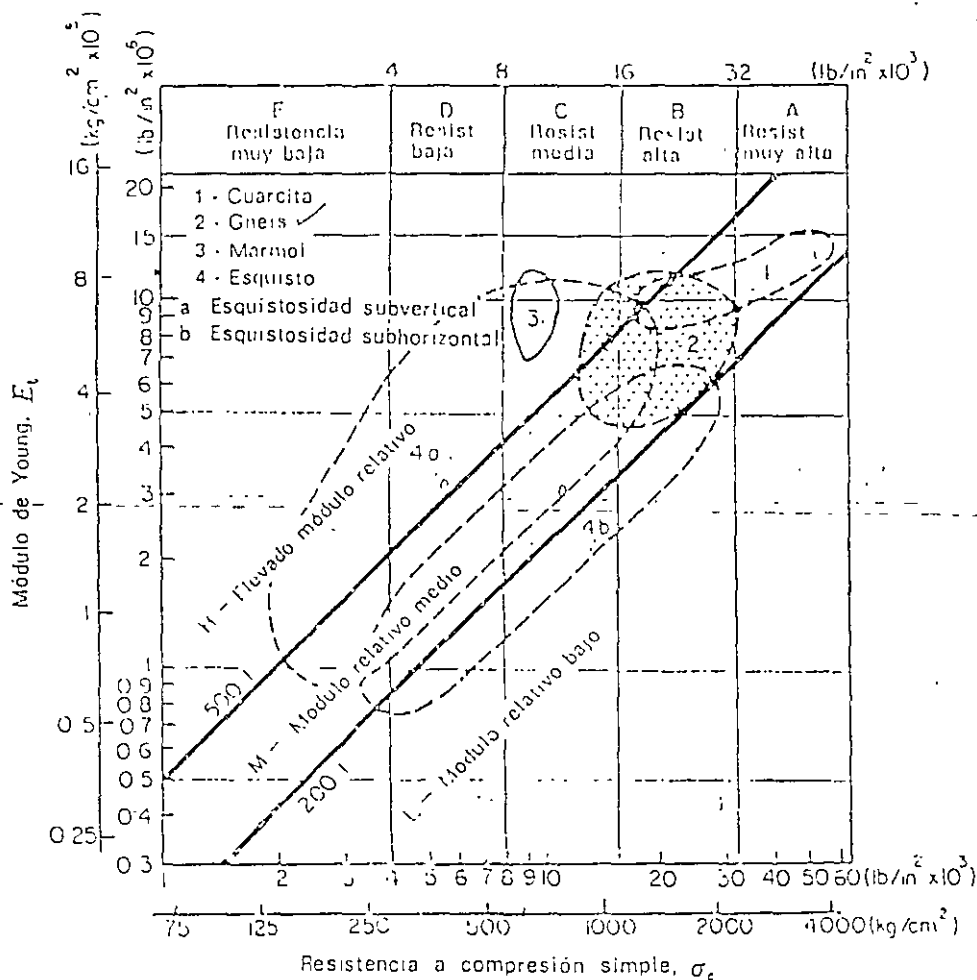


Figura 1.7 Clasificación de rocas intactas-Resumen de rocas metamórficas (167 muestras, 75 % de los puntos) ¹

E_t = módulo tangente para el 50 % de la carga de rotura.
La roca se clasifica como AM, BH, BL, etc.

problemas de ingeniería. La clasificación también considera la mineralogía, textura, estructura y dirección de anisotropía de la roca, de forma que tipos específicos de roca caen dentro de áreas determinadas del diagrama de clasificación. La clasificación completa debería incluir también la descripción litológica, por ejemplo, Caliza: alta resistencia, elevado módulo relativo (BH): grano fino, densa, uniforme.

1.4 Características estructurales de los macizos rocosos

Desde el punto de vista de la Mecánica de Rocas tiene una gran importancia cualquier estructura geológica que pueda influir sobre las propiedades de la roca *in situ*, como la resistencia, el módulo de deformación o la permeabilidad. Las singularidades estructurales más comunes son las diaclasas, los planos de estratificación y esquistosidad y las fallas. Debido a que constituyen discontinuidades planas o quasi-planas tienen un importante efecto anisótropo sobre las propiedades del macizo rocoso.

1.4.1 Representación de las discontinuidades geológicas

Es importante representar cuidadosamente todas estas estructuras geológicas indicando su emplazamiento, orientación (dirección y buzamiento) y separación. Deben también describirse las características físicas. Se ha advertido que, incluso en los testigos rocosos obtenidos por perforación con diamante, puede observarse la abertura e irregularidad de las superficies de discontinuidad así como el tipo de material de relleno entre o a lo largo de superficies adyacentes, siendo conveniente registrar estos datos. Los términos *abierto* o *cerrado* pueden aplicarse para describir el grado de abertura; *plano*, *curvo* o *irregular* para señalar la homogeneidad del perfil; y *pulida*, *lisa* o *rugosa* para indicar la textura superficial. También deberían obtenerse valores numéricos siempre que fuera posible medirlos.

Los reconocimientos de campo pueden dar resultados muy útiles respecto a las características citadas. Sin embargo, debe tenerse cuidado en no sacar conclusiones erróneas de las medidas, por las razones siguientes: en primer lugar, los afloramientos pueden no ser lo suficientemente numerosos para proporcionar una muestra representativa estadísticamente; en segundo lugar, las discontinuidades principales, como fallas o zonas de fallas múltiples, pueden no ser visibles por efecto de la erosión o una meteorización profunda que las haya enmascarado; en tercer lugar, los afloramientos pueden no tener una exposición tridimensional suficiente para permitir determinar el número real y la separación de todas las discontinuidades (ver, por ejemplo, Terzaghi ⁶); y, por último, las discontinuidades profundas pueden diferir considerablemente de las que aparecen superficialmente. Por estas razones, suele ser conveniente realizar los levantamientos no sólo en la superficie sino en pozos de reconocimiento, galerías y sondeos.

Se emplean dos métodos principales para realizar representaciones gráficas a partir de sondeos. Un método utiliza el testigo orientado ⁷; el otro parte de la fotografía, bien por medio de la televisión ⁸ o con película en color ⁹. La ventaja de los métodos fotográficos es que puede obtenerse cierta información sobre el ancho de las singularidades estructurales, permitiendo saber si están abiertas o rellenas de otro material.

1.4.2 Presentación de los resultados

Los datos obtenidos por observación directa de las discontinuidades geológicas pueden representarse de dos formas básicamente diferentes: 1) como un plano de situación real, con las distintas singularidades estructurales identificadas en lo referente a su tipo, características físicas, orientación y emplaza-

miento, y 2) como diagramas estadísticos señalando las frecuencias relativas de las discontinuidades de diferentes orientaciones encontradas en el lugar. Ambos sistemas tienen sus ventajas y también sus limitaciones.

El primer tipo de representación es preferible para un empleo general. Permite dibujar secciones transversales de cualquier zona especialmente crítica de una obra, como un estribo, un desmonte escarpado o las paredes de una gran excavación subterránea, permitiendo ver inmediatamente cualquier discontinuidad *orientada peligrosamente*. La ausencia de una estructura geológica de orientación crítica en tales secciones no significa necesariamente que no pueda existir; únicamente quiere decir que no fue advertida en el programa de reconocimiento. Deben examinarse los datos de las zonas circundantes para ver si, estadísticamente, puede tener alguna probabilidad de presentarse una discontinuidad crítica.

La situación real de las singularidades puede representarse en un plano: para los pozos y galerías de reconocimiento se recomiendan las secciones desarrolladas. La orientación se suele representar mediante un símbolo apropiado de dirección y buzamiento. El diagrama cuadrado de Müller constituye también una forma gráfica excelente para representar los datos ⁸.

Los diagramas estadísticos pueden ser de diversos tipos. Los dos más comunes son la roseta de diaclasas ¹¹ y la proyección estereográfica ^{4, 8, 12, 11}. La ventaja del diagrama estadístico es que permite reunir un gran número de observaciones dispersas en torno a un origen único, componiendo una figura de la que se pueden sacar conclusiones ¹³. El diagrama estadístico es útil para obtener una indicación sobre las condiciones «medias». En algunos casos puede servir para definir las direcciones de excavación, etc., haciendo mínimos los problemas de estabilidad. Debe señalarse una vez más, sin embargo, que el factor más importante en un determinado emplazamiento suele no ser el estado «medio», sino la presencia de una estructura geológica de orientación crítica como una zona milonitizada, una falla o una diaclasa principal.

1.5 Clasificación de las rocas «in situ» para obras de ingeniería

Además de la representación gráfica o estadística de las discontinuidades geológicas conviene disponer de alguna forma de clasificación que permita la caracterización del macizo rocoso. El objeto de esta clasificación es facilitar la comunicación entre los geólogos, técnicos de Mecánica de Rocas, ingenieros proyectistas y contratistas. Para unificar la terminología en la descripción de las diaclasas, Deere ⁵ ha hecho la propuesta que figura en la tabla 1.3.

Tabla 1.3 Terminología descriptiva para la separación entre diaclasas ⁵

Término descriptivo	Separación entre diaclasas
Muy juntas	Menor de 5 cm
Próximas	5 cm-30 cm
Bastante próximas	30 cm-1 m
Separadas	1 m-3 m
Muy separadas	Mayor de 3 m

A continuación se describen dos métodos generales para determinar la calidad de la roca en un determinado emplazamiento a partir del porcentaje de fracturas y del grado de alteración. En un método, la clasificación se basa en el testigo recuperado de un sondeo. En el otro se emplea la velocidad sísmica.

1.5.1 Índice de calidad de las rocas; RQD *

El índice de calidad (RQD) se basa en la recuperación modificada de testigo, que a su vez depende indirectamente del número de fracturas y del grado de debilitamiento o alteración del macizo rocoso, según se puede observar por los testigos extraídos de un sondeo. En lugar de contar las fracturas, se obtiene una medida indirecta sumando la longitud total de testigo pero considerando únicamente aquellos trozos de testigo de longitud igual o superior a 10 cm, en estado sano y compacto.


(c) Longitud de testigo recuperado (cm)		Recuperación modificada (cm)	(b) Índice de calidad (R O D)	Calidad
25		25	0 - 25	Muy mala
5			25 - 50	Mala
5			50 - 75	Regular
8			75 - 90	Buena
10			90 - 100	Excelente
12				
8				
10				
15				
10				
5				
15				
120	Longitud Total 150 cm	87		
Recuperación = 128/150 = 85 %		R O D 87/150 = 58 %		

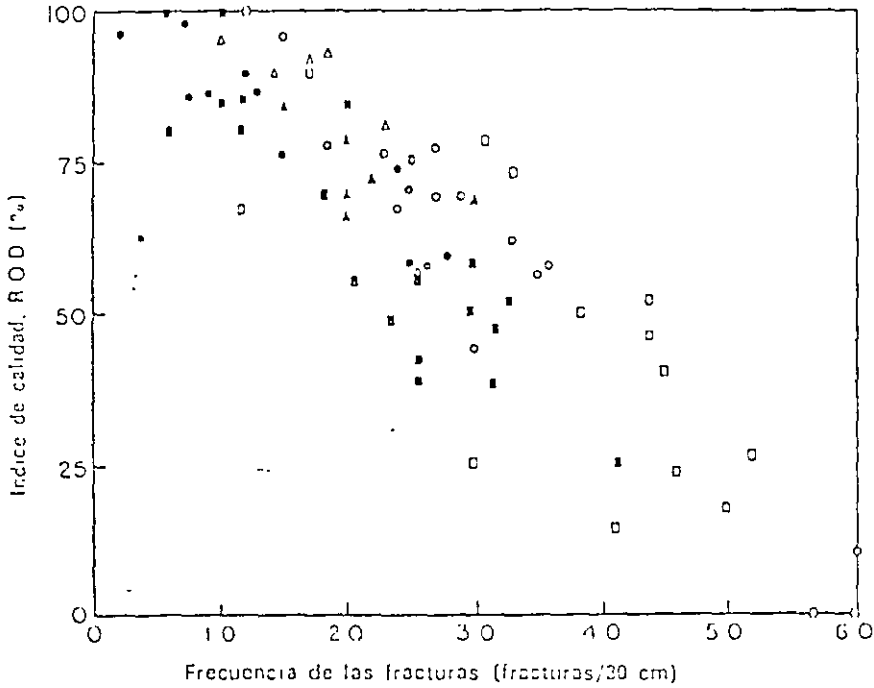
Figura 1.8 La recuperación modificada de testigo como índice de calidad de una roca ¹²

En la figura 1.8 se muestra un ejemplo correspondiente a un sondeo de 150 cm. En este caso particular la recuperación total de testigo fue de 128 cm, con un porcentaje de testigo recuperado del 85 %. Con la modificación, sólo se tienen en cuenta 87 cm, siendo el RQD del 58 %. Se ha visto que el RQD es un índice más sensible y consistente de la calidad general de una roca que el porcentaje de recuperación total.

Si el testigo se ha roto por el manejo o por el proceso de perforación (por ejemplo, cuando se aprecian superficies de fractura recientes y regulares en lugar de diaclasas naturales), se juntan los trozos partidos y se cuentan

* Rock Quality Designation.

como una pieza única, siempre que alcancen la longitud requerida de 10 cm. Es necesario un cierto criterio en el caso de las rocas sedimentarias o rocas metamórficas estratificadas, no siendo tan exacto el método en estos casos como en las rocas ígneas, calizas en estratificación gruesa, areniscas, etc. Sin embargo, el método se ha aplicado con éxito incluso en pizarras, aunque era necesario medir los testigos inmediatamente después de extraerlos del sondeo y antes de que comenzara el desmenuzamiento y disgregación al aire.



Granito del batolito Climax

- Pared de túnel normalmente a las diaclasas
- △ Pared de túnel paralelamente a las diaclasas
- Testigo NX

Testigo NX

- Presa de Dworshak, gneis granítico
- ▲ Basalto de John Day
- Aleurita de Hackensack

Figura 1.9 Correlación entre los índices de calidad de las rocas: frecuencia de las fracturas y RQD¹⁶

Evidentemente este método es muy rígido para la roca cuando la recuperación es escasa, si bien una escasa recuperación suele indicar una pobre calidad de la roca. Pero esto no siempre es cierto, sin embargo, ya que un equipo de perforación o una técnica deficientes pueden también dar lugar a una recuperación escasa. Por esta razón, se requiere una batería de sondeo de doble tubo de diámetro mínimo NX (54 mm), siendo fundamental una adecuada vigilancia de la perforación.

Por simple que parezca el procedimiento, se ha encontrado que existe una correlación bastante buena entre los valores numéricos del RQD y la calidad general de la roca a efectos prácticos de ingeniería. Esta correlación se da en la figura 1.8 y en la tabla 1.4.

El RQD está siendo utilizado por diversas oficinas de proyectos, consultores en ingeniería y contratistas en los Estados Unidos para estimar la calidad de las rocas *in situ* y las variaciones en un mismo sondeo o de un sondeo a otro en una zona.

Tabla 1.4 Relación entre el RQD y la calidad de la roca¹⁶

Índice de calidad (RQD) (%)	Calidad
0-25	Muy mala
25-50	Mala
50-75	Regular
75-90	Buena
90-100	Excelente

Algunos ingenieros prefieren emplear la frecuencia de las fracturas (por ejemplo, las discontinuidades naturales expresadas en fracturas por metro) como medida de la calidad de la roca. En la figura 1.9 se ve que existe una buena correlación entre la frecuencia de las fracturas y el RQD.

1.52 Velocidad relativa

El efecto de las discontinuidades del macizo rocoso puede estimarse comparando la velocidad *in situ* de ondas de compresión con la velocidad sónica determinada en laboratorio para un testigo inalterado extraído de la misma roca, como se indica en la figura 1.10. La diferencia entre ambas velocidades se debe a las discontinuidades estructurales que existen en el terreno. Onodera¹⁶ fue el primero en proponer como criterio de calidad el cociente de velocidades o velocidad relativa V_F/V_L , donde V_F y V_L son las velocidades de la onda de compresión para el macizo rocoso *in situ* y para el testigo inalterado respectivamente. Para una roca masiva de excelente calidad, con sólo unas pocas diaclasas cerradas, la velocidad relativa debe ser próxima a la unidad. Al aumentar el grado de diaclasado y fracturación, la velocidad relativa disminuye a valores inferiores a la unidad.

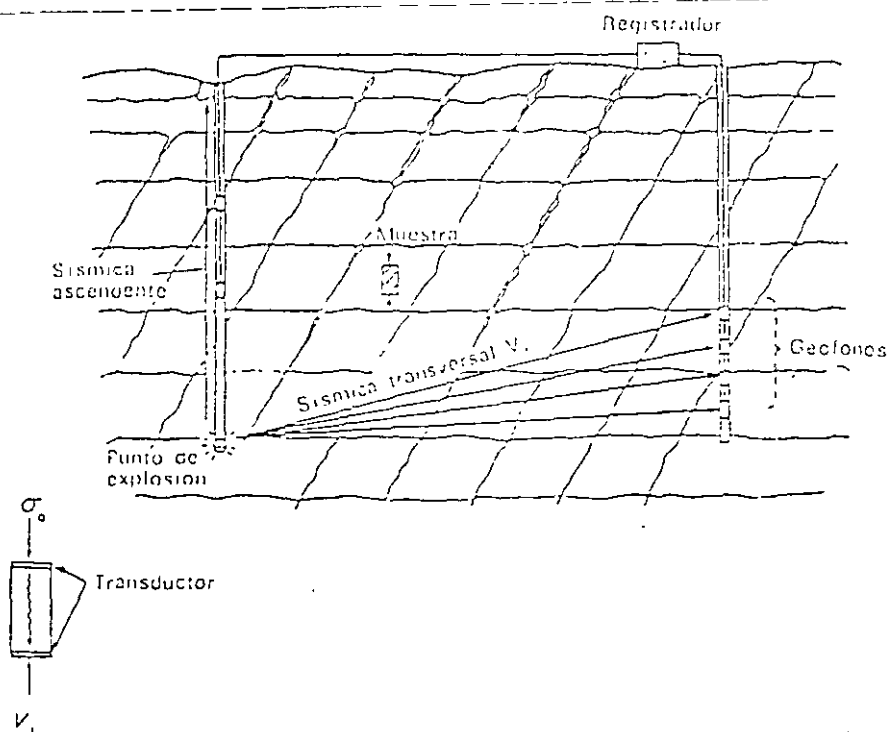


Figura 1.10 La velocidad relativa (V_F/V_L) como índice de la calidad de una roca¹⁶

La velocidad sónica se determina en laboratorio con un testigo sometido a una tensión axial igual a la sobrecarga de peso propio calculada para la profundidad a la que se tomó la muestra, y con una humedad equivalente a la supuesta para la roca *in situ* (es decir seca o saturada). Preferentemente la velocidad sísmica en el terreno debe determinarse por la velocidad ascendente en un sondeo o la transversal entre sondeos o galerías de reconocimiento próximas, ya que con estas medidas se pueden reconocer zonas particulares homogéneas con más precisión que con la sísmica de refracción superficial.

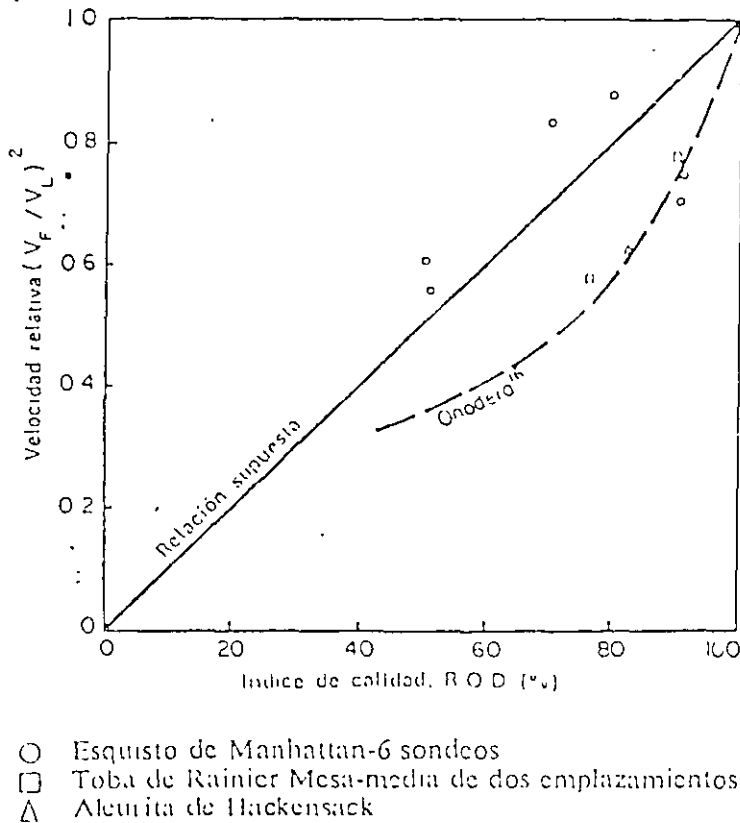


Figura 1.11 Correlación entre la velocidad relativa y el índice de calidad RQD¹⁵

En la figura 1.11 se muestra una correlación entre el cuadrado de la velocidad relativa (V_F/V_L) y el RQD. De los limitados datos recogidos se deduce que el cuadrado de la velocidad relativa puede utilizarse de forma equivalente al RQD en estudios de ingeniería. Sin embargo, se requiere un mayor número de datos para ampliar el conocimiento de la relación existente entre ambos índices de calidad. Se verá en los capítulos 2 y 7 que estas descripciones de la calidad de los macizos rocosos pueden relacionarse con las propiedades mecánicas *in situ*.

1.6 Estado tensional «in situ»

El estado de tensiones natural que existe en un punto en el interior de un macizo rocoso es función de todos los procesos geológicos anteriores que han actuado sobre éste. Por supuesto, es imposible conocer con un cierto grado de

precisión todos los acontecimientos ocurridos. Incluso conociendo la historia geológica completa, no sería posible determinar el estado tensional por ignorar las propiedades características del material bajo sollicitaciones de larga duración y el mecanismo real de deformación por efecto de la subpresión, erosión, etc.

No existe la menor justificación para suponer que la tensión horizontal, a una cierta profundidad bajo una superficie horizontal, está relacionada con la sobrecarga de peso propio, de acuerdo con la teoría elástica, por el factor $\nu/(1 - \nu)$ donde ν es el módulo de Poisson. Cualquier fenómeno geológico ha podido hacer que la tensión horizontal difiera significativamente de este valor. Por ejemplo, en una zona de hundimiento regional activo, el centro de la misma habrá sufrido deformaciones de compresión, mientras que la periferia habrá estado sometida a tracciones. Evidentemente, las tensiones horizontales en el centro serán muy superiores a las de los bordes. Análogamente, los movimientos tectónicos profundos que producen plegamientos, formación de montañas, fallas de gravedad y empuje, darán lugar a ciertos estados tensionales, características estructurales y condiciones de contorno que diferirán grandemente de las consideradas por la teoría elástica. Además, la fluencia, la relajación y la reducción de tensiones por erosión o meteorización originan tales modificaciones del estado tensional que localmente habrá grandes diferencias respecto a las tensiones inducidas inicialmente.

Como conclusión, es evidente que las tensiones *in situ* no pueden determinarse a partir de la geología de la zona ni, en el estado actual de conocimientos, mediante cálculos con las ecuaciones de la mecánica. El único método práctico para obtener una estimación del estado tensional consiste en medidas en el propio terreno, un tema que se discutirá en los capítulos 5 y 6.

Referencias

1. D. F. Coates, «Classification of rocks for rock mechanics», *Intern. J. Rock Mech. Mining Sci.*, 1, 421-429 (1964).
2. D. F. Coates y R. D. Parsons, «Experimental criteria for classification of rock substances», *Intern. J. Rock Mech. Mining Sci.*, 3, 181-189 (1966).
3. R. P. Miller, «Engineering classification and index properties for intact rock», *Ph. D. Thesis*, Univ. Illinois, 1965.
4. D. U. Deere y R. P. Miller, «Engineering classification and index properties for intact rock», Tech. Rept. No. AFWL-TR-65-116, Air Force Weapons Lab., Kirtland Air Force Base, Nuevo México, 1965.
5. D. U. Deere, «Technical description of rock cores for engineering purposes», *Rock Mech. Eng. Geol.*, 1, 18-22 (1963).
6. R. D. Terzaghi, «Sources of error in joint surveys», *Géotechnique*, 15, 287-304 (1965).
7. D. S. Rowley, C. A. Burk y T. Manuel, *Oriented Core*, Christensen Diamond Products Co., Salt Lake City, Utah.
8. L. Müller, *Der Felsbau*, Ferdinand Enke, Stuttgart, 1963.
9. E. B. Burwell y R. H. Nesbitt, «The NX borehole camera», *Trans. AIME*, 194, 805-808 (1954).
10. K. John, «An approach to rock mechanics», *Proc. Am. Soc. Civil Engrs.*, 88, 1 (1962).
11. D. P. Krynine y W. R. Judd, *Principles of Engineering Geology and Geotechnics*, McGraw-Hill, Nueva York, 1957.
12. E. B. Knopf, «Petrofabrics in structural geology», en *Behavior of Materials in the Earth's Crust* (2nd Ann. Symp. Rock Mech.), *Quart. Colo. School Mines*, 52, 99-111 (1957).

NOTAS DEL CURSO: MECANICA DE ROCAS

**PROPIEDADES DE LAS ROCAS Y DE LOS
MACIZOS ROCOSOS**

Ing. Sergio R. Herrera Castañeda

PROPIEDADES DE LAS ROCAS

Por lo general las obras de ingeniería se construyen abarcando áreas grandes, que involucran no solo la sustancia de que está formada la roca, sino además los defectos estructurales que posee en su conjunto como son el fracturamiento, rellenos, cavidades, fallas y otros más, que influyen en el comportamiento del terreno ante las sollicitaciones impuestas por la estructura. De lo anterior se desprende la necesidad de diferenciar las propiedades que caracterizan a la sustancia rocosa o **roca intacta** y las del conjunto o **macizo rocoso**.

Mientras que las características y el comportamiento de la roca intacta dependen de la mineralogía, textura y porosidad, en los macizos rocosos depende de alteración, fracturamiento, presencia de agua y del estado de esfuerzos al que está sometido.

El comportamiento de las rocas depende de las propiedades mecánicas e hidráulicas entendiéndose por comportamiento del material a la forma de resistir y deformarse al someterlos a la acción de los esfuerzos

1. Propiedades de la roca intacta

Las propiedades relacionadas con la resistencia y la deformabilidad de la roca intacta son las más importantes desde el punto de vista geotécnico. Las propiedades hidráulicas obtenidas en laboratorio tienen poca aplicación práctica.

1.a Propiedades índice

Las propiedades índice de las rocas permiten clasificar y obtener una idea cualitativa de su comportamiento bajo determinadas circunstancias.

Mineralogía. El contenido mineralógico de una roca influye en su comportamiento en muy distintas formas que abarcan tanto las características de resistencia mecánica como las hidráulicas.

Los principales minerales formadores de rocas son los silicatos, carbonatos y óxidos. Otros grupos químicos de minerales menos abundantes, pero que son también importantes por las características que transmiten a las rocas son los sulfuros, sulfatos y aquellos constituidos por sílice libre (no cristalina).

Minerales que poseen baja resistencia al esfuerzo cortante son los silicatos del grupo de los filosilicatos o minerales cuya red cristalina se desarrolla en forma laminar, por ejemplo, las micas biotita y muscovita, los minerales arcillosos (montmorillonita, illita y caolín) y la clorita y el talco. El yeso y el grafito también reducen la resistencia de la roca.

Textura. El término textura se refiere al arreglo intergranular entre los minerales de que está constituida la roca, la cual se puede observar en una superficie fresca a simple vista. Se distinguen tres tipos de texturas principalmente, aunque desde el punto de vista geológico existen un sin número de ellas, homogénea, heterogénea y laminadas.

Las rocas con textura homogénea por lo general presentan mayor resistencia, como el basalto, la caliza y el granito, figura 1a. La textura laminada produce un efecto anisotrópico en las propiedades de resistencia y deformación como es el caso de las rocas lutitas, las pizarras y gneisses, figura 1b.



(a)



(b)

Figuras1 a) textura homogénea, granito, b) textura laminada, gneiss

Peso Volumétrico. En general un alto peso volumétrico corresponde con las rocas más resistentes, excepto cuando las rocas poseen características anisotrópicas. El peso volumétrico de las rocas ígneas y metamórficas es mayor que el de las sedimentarias, ya que a mayor porosidad corresponde un menor peso volumétrico. El peso volumétrico de una roca se debe obtener en condiciones saturada y seca.

Porosidad. Se define la porosidad de una roca como la relación entre volumen de vacíos y el volumen de la muestra. Los vacíos, poros y fracturas en la roca intacta son formas importantes de no-uniformidad estructural o textural, también tienen un efecto considerable en la conducción de calor gas y agua y en el comportamiento mecánico relacionado con su contenido de agua.

La presencia de estos defectos disminuye notablemente las propiedades mecánicas ya que un porcentaje pequeño de porosidad en la roca tiene una gran influencia en la deformación. Valores típicos de peso volumétrico y porosidad en rocas se muestra en la Tabla 1.

**Tabla 1 PESO VOLUMETRICO Y POROSIDAD DE
DISTINTAS ROCAS, Ref. 1**

Tipo de roca	Peso volumétrico t/m ³	Porosidad %
Granito	2.6 - 2.9	0.5 - 1.5
Dolerita	2.7 - 3.05	0.1 - 0.5
Riolita	2.4 - 2.6	4 - 6
Andesita	2.2 - 2.3	10 - 15
Gabro	2.8 - 3.1	0.1 - 0.2
Basalto	2.8 - 2.9	0.1 - 1.0
Arenisca	2.0 - 2.6	5 - 25
Lutita	2.0 - 2.4	10 - 30
Caliza	2.2 - 2.6	5 - 20
Dolomita	2.5 - 2.6	1 - 5
Gneiss	2.8 - 3.0	0.5 - 1.5
Mármol	2.6 - 2.7	0.5 - 2
Cuarcita	2.6 - 2.7	0.1 - 0.5
Pizarra	2.6 - 2.7	0.1 - 0.5

Contenido de Agua. Se define como la relación entre el peso del agua en una roca y su peso seco expresado en porcentaje. El contenido de agua está asociado con la porosidad de la roca y ambos producen una reducción en de su resistencia mecánica. Probablemente debido a los efectos físico-químicos que produce el agua en determinados minerales, algunas rocas cuando son sometidas a ciclos de secado y saturación, se ven afectadas en sus propiedades debido a la expansión y contracción que sufren.

1.b Propiedades Mecánicas

Las principales propiedades de la roca intacta actualmente aceptadas en ingeniería para describir su comportamiento son la resistencia a la compresión uniaxial y el módulo de deformabilidad sin embargo, se practican en el laboratorio otras pruebas con fines específicos que ayudan a conocer las características de la roca.

Compresión Uniaxial. La prueba a la compresión uniaxial consiste en la aplicación de un esfuerzo axial de compresión a una muestra no confinada lateralmente, la cual puede tener diversas formas pero que generalmente es cilíndrica. Es la prueba más sencilla que existe para determinar la resistencia de la roca intacta, sin embargo, los núcleos de roca requieren de una preparación muy cuidadosa que solo en laboratorio se pueden realizar.

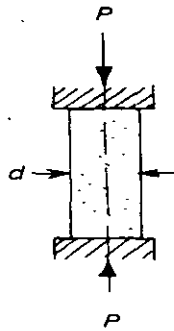


Figura 2 Prueba de compresión simple

La resistencia se calcula por la expresión:

$$\sigma_c = F / A^2 \dots\dots\dots Ec 8$$

Donde F es la carga de compresión máxima aplicada al momento de la falla y A² es el área de la muestra sobre la que se aplica la carga.

La resistencia a la compresión simple o uniaxial de las rocas depende de la influencia de varios factores.

Los factores externos son aquellos que no dependen de la naturaleza de la roca y son:

- 1) Fricción entre platina y superficie de la roca
- 2) Geometría de la probeta
 - 2.1) forma
 - 2.2) relación de esbeltez
 - 2.3) tamaño
- 3) Velocidad de carga
- 4) Temperatura ambiente

Los factores internos que influyen en la resistencia de la roca son:

- 1) Tipo de roca, mineralogía, grado de cementación y textura
- 2) Elasticidad y plasticidad de la roca
- 3) Contenido de agua, porosidad, fisuramiento
- 4) Tamaño de grano y orientación de los cristales minerales.

Relación de esbeltez y forma: La forma usual de realizar las pruebas a compresión es en formas cilíndricas con relación de esbeltez de 2.5 a 3, ya que esta relación permite una uniformidad de la distribución de esfuerzos en el tercio central de la muestra. En general cuando aumenta la relación de esbeltez la resistencia a la compresión disminuye.

Tamaño de las muestras: En general cuando aumenta el tamaño de la probeta disminuye la resistencia a la compresión, debido a que se incrementa el número de defectos en la muestra.

El diámetro de una muestra de roca ensayada a compresión uniaxial, debe ser 10 veces mayor que el tamaño máximo del grano más grande de la muestra de roca, con esto se evita el efecto que produce el tamaño de los granos individuales en la resistencia del conjunto.

Velocidad de carga: La resistencia a la compresión de una roca aumenta cuando se aumenta la velocidad de aplicación del esfuerzo. Se recomienda que la velocidad de aplicación de carga sea de 0.5 a 1 Mpa por segundo, considerando un tiempo de falla entre 5 y 10 minutos.

Índice de Carga Puntual: La prueba consiste en la aplicación de una carga por medio de dos puntas diametralmente opuesta a una muestra de roca que puede o no tener alguna forma geométrica determinada. La ventaja de este tipo prueba es que permite inferir la resistencia a la compresión uniaxial sin necesidad de realizar la preparación que normalmente requiere una probeta en el laboratorio. El equipo empleado es ligero y las pruebas se pueden realizar directamente en el sitio estudiado, figura 3. También permite efectuar una gran cantidad de pruebas a bajo costo donde no se requieren mediciones de deformación y solo se requieren valores aproximados de la resistencia a la compresión.

El índice se determina como la relación entre la carga máxima aplicada F al momento de la falla y el cuadrado de la distancia D entre las puntas. La distancia D recomendada en la prueba es de 50 mm, sin embargo como es difícil tener muestras con este "diámetro" el valor F / D obtenido se corrige para obtener el equivalente de 50 mm.

$$I_{s50} = F / D^2$$

El índice de carga puntual I_{s50} es un valor relativo de la resistencia de la roca y sus unidades no tiene significado físico.

La resistencia a la compresión uniaxial de una roca se puede inferir a partir de un gran número de pruebas de carga puntual empleando el valor promedio de I_{s50} en la siguiente expresión:

$$\sigma_c = 24 I_{s50}$$

o bien,

$$\sigma_c = 14 + (0.175 D) I_{s5}$$

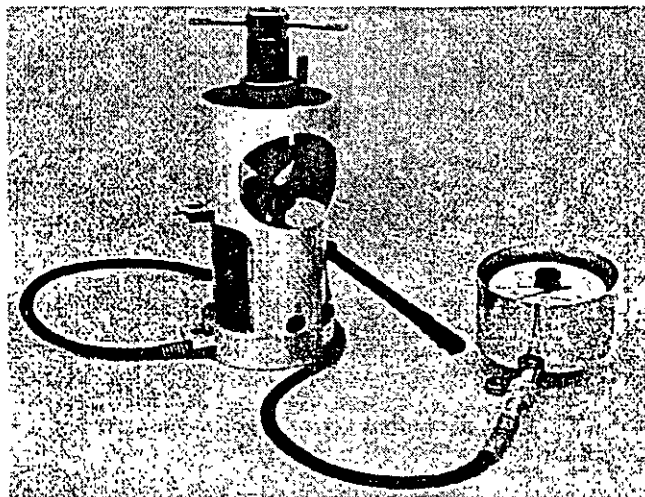


Fig. 3 Equipo para prueba de carga puntual, Ref. 1

Resistencia a la tensión directa. La prueba consiste en transmitir a la roca un esfuerzo de tensión axial por medio de casquetes metálicos cementados en sus extremos. Los casquetes se conectan al equipo de carga por medio de cables para evitar que la muestra falle por torsión. Esta prueba se usa poco en los laboratorios de pruebas por la dificultad de preparación de la muestra, sin embargo puede ser útil para casos particulares de investigación.

La resistencia se obtiene por la expresión:

$$\sigma_t = F / A^2$$

Donde F es la carga de tensión máxima aplicada a la muestra al momento de la falla y A² es el área de la muestra sobre la que se aplica la carga.

Resistencia a la tensión indirecta o prueba brasileña. La prueba consiste en someter a compresión diametral a un espécimen cilíndrico de roca produciendo así esfuerzos de tensión y de compresión, a pesar de que el esfuerzo de tensión inducido es menor que el de la compresión el espécimen falla a lo largo del eje vertical debido a su menor resistencia a la tensión.

La resistencia a la tensión indirecta se obtiene por la expresión:

$$\sigma_t = 2 F / D L \pi$$

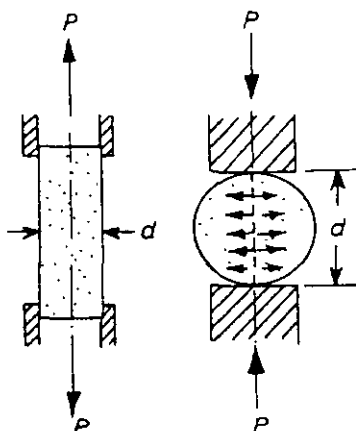


Figura 4 Pruebas de tensión directa y brasileña

Donde F es la carga de compresión máxima aplicada a la muestra al momento de la falla, D es el diámetro de la muestra y L la longitud, figura 4.

Resistencia a la tensión bajo flexión. La prueba de flexión también permite determinar la resistencia a la tensión de la roca, la probeta es apoyada en sus dos extremos como una viga

simple, y se le aplica una carga vertical al centro de la longitud o claro. Cuando los esfuerzos son más altos que la resistencia a la tensión de la roca el espécimen falla.

La resistencia de la roca a la tensión bajo flexión es:

$$\sigma_t = (F L) y_0 / 2 I$$

Donde: F es la carga máxima aplicada al momento de la falla, L es la longitud o claro de la muestra medido entre los puntos de apoyo, y_0 es la distancia del eje neutro de la viga al punto extremo de la sección transversal en el lado de tensión e I es el momento de inercia de la sección transversal.

1.c Deformabilidad de la roca intacta

Por lo general el módulo de deformabilidad de las muestras de roca intacta en laboratorio se obtiene durante la ejecución de los ensayos de compresión uniaxial. La muestra se instrumenta con medidores de alta precisión de tal manera que se van registrando los desplazamientos ocurridos en la muestra a medida que se incrementa el esfuerzo axial de compresión.

A partir de los datos registrados se construye la gráfica esfuerzo - deformación característica de la roca y se determina el módulo de deformabilidad E_{t50} de la roca intacta, el cual corresponde a la pendiente de una línea tangente a la curva esfuerzo - deformación al 50 % de la resistencia de falla, figura 5.

El módulo E_{t50} se determina con la expresión:

$$E_{t50} = \sigma_{c50} / \varepsilon$$

Donde σ_{c50} es el esfuerzo correspondiente al 50% de la resistencia a la compresión de la muestra y ε es la deformación unitaria en el mismo punto.

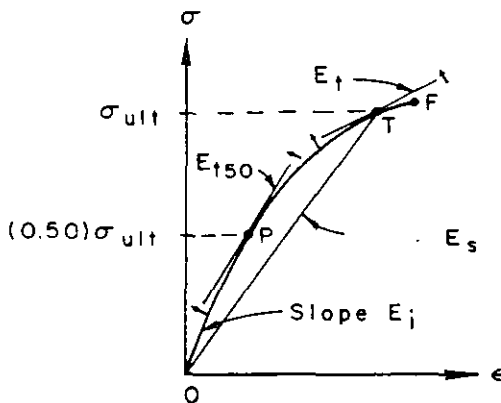


Figura 5 Determinación del módulo E_{t50}

Velocidad sónica. Por medio de la medición de las velocidades sónicas V_p y V_s de la roca se puede obtener el módulo de deformabilidad dinámico mediante la expresión:

$$E_d = 2 V_s^2 \rho (1 + V_p)$$

TABLA 3 CLASIFICACIÓN CONSIDERANDO EL MÓDULO RELATIVO (E_{150} / σ_c)
Ref. 2

Clase	Descripción	Módulo relativo
H	Elevado	> 500
M	Medio	200 a 500
L	Bajo	< 200

Los valores de resistencia a compresión uniaxial y del módulo de deformabilidad se presentan en escala logarítmica para abarcar una amplia gama de valores de roca. El módulo relativo se deduce de la posición respecto de las líneas diagonales, la zona central está delimitada por una línea superior con módulo relativo de 500:1 y una línea inferior correspondiente al módulo de 200:1, esta zona se designa con la letra M o zona de módulo relativo medio. Las rocas que poseen una estructura compacta y poca o ninguna anisotropía suelen entrar dentro de esta categoría.

En la figura 6 se muestra una aplicación de la clasificación de roca intacta (Deere, 1968)

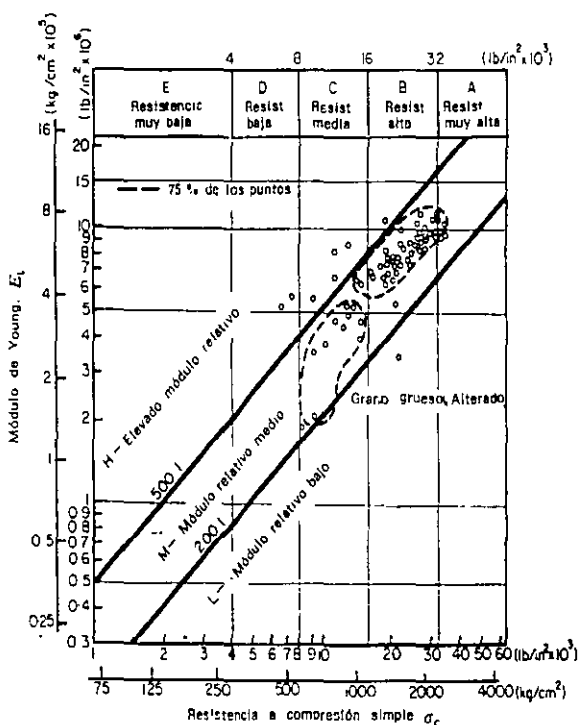


Figura 6 Clasificación de rocas intactas de la familia del granito, Ref. 2

Donde V_p es la velocidad de la onda primaria o de compresión, V_s es la velocidad de la onda transversal o cortante y ρ la densidad de la roca.

Estas ecuaciones suponen que el medio a través del cual se propagan las ondas es homogéneo, isotrópico y elástico.

La velocidad sónica se determina en el laboratorio sometiendo a la muestra a un esfuerzo axial equivalente a la sobrecarga de peso propio calculada para la profundidad a la que se tomó la muestra y con un contenido de agua equivalente similar a la roca in situ, esto es seca o saturada. En los extremos de la muestra se colocan los geófonos emisor y el receptor que emite y recibe, respectivamente, la señal de un impulso sónico cuya frecuencia se fija entre 100 kHz y 2 M Hz, dependiendo de las características de la roca. Los geófonos están conectados a un osciloscopio el cual permite medir el tiempo que tarda el impulso en atravesar la muestra

El equipo de medición permite determinar las velocidades compresional y de cortante del material, empleando los geófonos adecuados en cada caso.

1.d Clasificación de la roca intacta

A la fecha se continúa aplicando el criterio de Deere y Miller para la clasificación de la roca intacta. Las propiedades de la roca que emplea la clasificación son la resistencia a la compresión uniaxial o simple no confinada y el módulo de deformabilidad Et_{50} .

Las rocas se pueden clasificar en una de las cinco categorías, con base en su resistencia a la compresión uniaxial, indicadas en la Tabla 2.2.12

TABLA 2 CLASIFICACIÓN DE LA ROCA INTACTA, Ref. 2

Clase	Descripción de resistencia	Resistencia (kg/cm^2)
A	Muy alta	> 2250
B	Alta	1120 a 2250
C	Media	560 a 1120
D	Baja	280 a 560
E	Muy baja	< 280

Para la clasificación de la roca considerando su deformabilidad se emplea el módulo relativo, el cual corresponde a la relación entre el módulo Et_{50} y la resistencia a la compresión de la roca σ_c

En la Tabla 3 se muestra la clasificación con base al módulo relativo de las rocas

2. Propiedades de los Macizos Rocosos

2.a Resistencia al esfuerzo cortante en discontinuidades

Prueba de corte directo. La resistencia al esfuerzo cortante de las discontinuidades de un macizo rocoso es una característica mecánica fundamental que deben conocerse para fines de diseño de estructuras desplantadas en roca. La resistencia al esfuerzo cortante de la roca intacta es con mucho superior a la que se desarrolla a lo largo de discontinuidades, los problemas de deslizamientos y deformabilidad básicamente se presentan en las fracturas y sus rellenos.

Las características de resistencia al esfuerzo cortante de las masas rocosas, particularmente a lo largo de las discontinuidades pueden ser investigadas in situ por medio de pruebas de corte directo efectuadas en grandes superficies de roca.

La resistencia al corte de rocas anisotrópicas se debe determinar a lo largo de varios planos y direcciones con el objeto de tener información completa para el diseño. Las pruebas efectuadas sobre una misma discontinuidad del macizo rocoso se deben realizar a diferentes cargas normales para tener una estimación de su ángulo de fricción interna y de cohesión

Las pruebas de corte directo a gran escala se realizan dentro de galerías donde las paredes sirven como puntos de reacción de los equipos hidráulicos.

Las muestras que pueden tener tamaño variable entre 40 x 40 cm hasta 70 x 70 cm son excavadas y encapsuladas en concreto para mantenerlas inalteradas. Se deja libre únicamente la superficie que será sometida a corte, el concreto permite tener superficies planas para la correcta aplicación de las cargas y apoyo de los gatos hidráulicos.

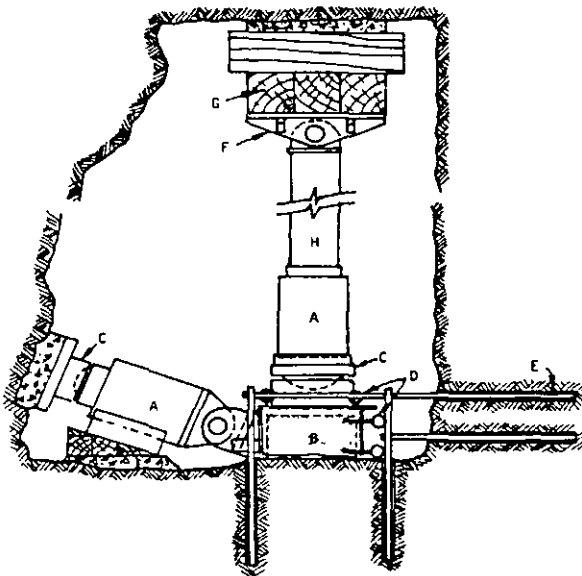


Figura 7 Equipo de prueba de corte directo

Durante la prueba, el esfuerzo normal permanece constante mientras que el tangencial se incrementa. Los desplazamientos normal y tangencial se registran conforme el esfuerzo tangencial se aplica. El desplazamiento tangencial total que se alcanza en la prueba depende del tamaño del bloque, generalmente se limita a un 5 % de la longitud de este, procurando que se haya alcanzado el valor del esfuerzo residual de la superficie.

La **resistencia máxima** al corte está definida por la ecuación:

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \phi_{\max} + c \dots\dots 1$$

Donde:

- τ es el esfuerzo resistente al corte
- σ es el esfuerzo normal al plano ensayado
- ϕ_{\max} es el ángulo de fricción máximo
- c es la cohesión

Cuando los desplazamientos tangenciales durante la prueba son grandes, se obtiene la **resistencia residual** del plano, donde la resistencia por cohesión del material ha desaparecido totalmente, entonces la ecuación de resistencia adquiere la forma siguiente:

$$\tau_{\text{res}} = \sigma \operatorname{tg} \phi_{\text{res}} \dots\dots \text{Ec 2}$$

Donde:

- τ_{res} es el esfuerzo resistente al corte residual
- σ es el esfuerzo normal al plano ensayado
- ϕ_{res} es el ángulo de fricción residual

La influencia más importante de la presencia de agua en la discontinuidad es la reducción del esfuerzo cortante debido a la reducción del esfuerzo normal, entonces la ecuación adopta la forma:

$$\tau = (\sigma - u) \operatorname{tg} \phi_{\max} + c \dots\dots \text{Ec 3}$$

Donde:

- τ es el esfuerzo resistente al corte
- σ es el esfuerzo normal al plano ensayado
- u es la presión del agua en la discontinuidad
- ϕ_{\max} es el ángulo de fricción máximo
- c es la cohesión

Dos aspectos que influyen notablemente la resistencia al corte es la rugosidad de la superficie del plano y la presencia de relleno. Para considerar el primer término en la resistencia al corte en la ecuación se incluye el ángulo i correspondiente a la inclinación de la rugosidad en la superficie de deslizamiento:

$$\tau = \sigma \operatorname{tan} (\phi + i) \dots\dots \text{Ec 4}$$

El valor de i puede determinarse por procedimiento de campo fotográfico o bien, por medio de topografía de la superficie de deslizamiento.

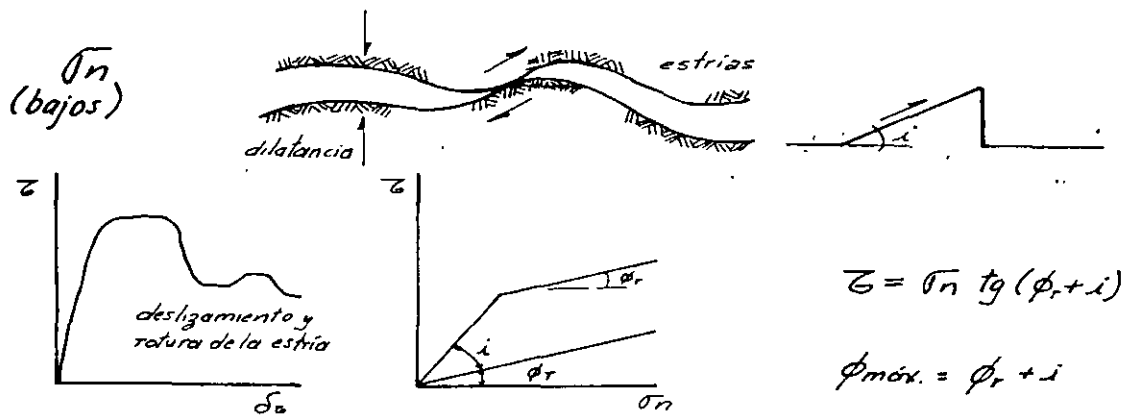


Fig 8 Deslizamiento sobre un plano rugoso con esfuerzo normal bajo. El valor de i es la pendiente de la estria.

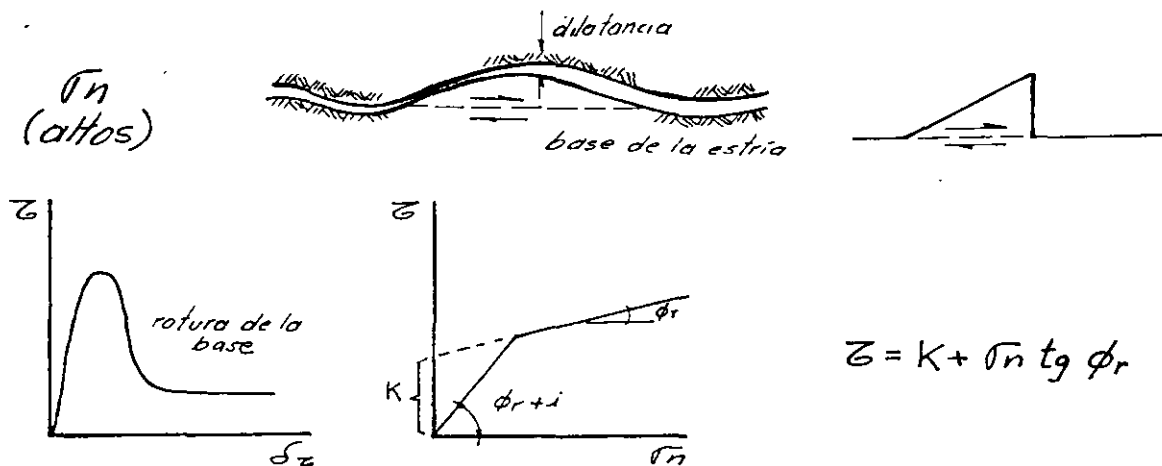


Fig. 9 Deslizamiento sobre un plano rugoso con esfuerzo normal alto.

En el caso de discontinuidades con relleno de espesor considerable, se supone que la resistencia al corte de la discontinuidad depende de la resistencia del propio material que forma el relleno. La determinación de esta resistencia se puede realizar por medio de pruebas de corte directo como se describió antes o bien, si el material es arcilloso y puede ser recuperado en muestras inalteradas, por medio de pruebas triaxiales en el laboratorio.

Sin embargo, este último procedimiento no es recomendable ya que la resistencia que se obtiene no corresponde a la dirección del plano de corte y los valores obtenidos con frecuencia son mayores.

En la Tabla 4 se anotan algunos valores del ángulo de fricción de materiales de relleno de fallas.

Tabla 4 ANGULO DE FRICCIÓN INTERNA DE RELLENOS DE FALLA, OBTENIDOS DE PRUEBAS DE CORTE DIRECTO, Ref.5

M a t e r i a l	Angulo de fricción
Salvanda de arcilla	10 - 20
Calcita en zona de falla	20 - 27
Lutita con material de falla	14 - 22
Brecha dura	22 - 30
Roca compacta	40
Relleno duro de roca	38

Aunque de una muestra solo se puede determinar una resistencia máxima, es posible obtener varios valores de resistencia residual a diferentes esfuerzos normales usando el mismo espécimen.

El número de determinaciones requeridas está influido por la incidencia de las discontinuidades. Como es raro que un problema de estabilidad esté predeterminado por una sola discontinuidad o plano de falla se requieren varias determinaciones para asegurar las variaciones en la resistencia de las distintas familias de discontinuidades. A veces, sin embargo, únicamente es necesario conocer el comportamiento de las superficies más débiles de una familia de fracturas del macizo rocoso.

Las pruebas de resistencia al esfuerzo cortante se pueden realizar aplicando la carga tangencial paralela al plano de falla o bien, inclinada respecto al plano de falla.

Prueba de torsión. El método de la prueba de corte por torsión, consiste en la aplicación de un torque a un prisma de roca cilíndrico que se ha aislado del resto del macizo rocoso por medio de una broca de diamante. El núcleo así preparado se mantiene unido en su base al resto de la masa. El núcleo se sujeta al equipo de prueba y se le aplica torsión. El ángulo de torsión y la carga aplicada en la falla se registran. La prueba da información de la cohesión, resistencia máxima al corte y residual de la superficie ensayada.

2.b Deformabilidad

La deformabilidad es uno de los parámetros más importantes que rigen el comportamiento de los macizos rocosos. Se expresa como un módulo que correlaciona el esfuerzo aplicado al terreno y la deformación resultante.

Los macizos rocosos en donde el fracturamiento está presente casi siempre, no se comportan en forma elástica ante la acción de un esfuerzo. Generalmente, se producen deformaciones no recuperables o permanentes, debido a esto el término elástico no es aplicable para describir su comportamiento, por lo que se ha optado mejor por el de módulo de deformación.

Definición de Módulo de elasticidad o de Young: Es la relación del esfuerzo y su correspondiente deformación unitaria de un material abajo de su límite de proporcionalidad.

Definición de Módulo de Deformación: Es la relación del esfuerzo y su correspondiente deformación unitaria durante la aplicación de una carga sobre un macizo rocoso, incluyendo su comportamiento elástico e inelástico.

Ya que los macizos rocosos son medios discontinuos debido a la presencia de fallas, fracturas, planos de estratificación, cavidades naturales y otros defectos estructurales, es necesario realizar pruebas in situ que involucren el mayor volumen de roca que sea posible para obtener datos representativos del terreno.

Las pruebas realizadas en el laboratorio en roca intacta generalmente dan datos que difícilmente pueden ser utilizados para predecir el comportamiento de la masa de roca, por que los núcleos extraídos durante las exploraciones carecen de los defectos mayores existentes en el terreno.

En la ingeniería practica, el módulo de deformabilidad se utiliza para calcular y diseñar las deformaciones en túneles y lumbreras, en loa análisis de esfuerzos y deformaciones de las cimentaciones de presas rígidas, para el diseño de anclajes en roca y otras aplicaciones.

La deformabilidad de la roca in situ se puede determinar usando métodos de tipo estático y dinámico, por lo que se pueden obtener dos tipos de módulos: el estático de deformación E_E y el dinámico E_D

Métodos Estáticos

- Pruebas de placa flexible y rígida
- Pruebas en barrenos
- Pruebas en galerías
- Pruebas con gato plano.

Métodos Dinámicos:

- Refracción sísmica y microsísmica
- Método sísmico aplicando técnicas:
 - Cross-hole
 - Down-hole
 - Up-hole

Los métodos estáticos producen en el terreno mayor deformación que los dinámicos, debido a que los esfuerzos transmitidos son mayores, esto da como resultado, que los módulos de deformabilidad obtenidos, sean numéricamente menores que los obtenidos por métodos dinámicos, sin embargo, mediante estos últimos es posible involucrar un volumen de terreno mayor que con los métodos estáticos.

Se ha observado que la relación entre los módulos de deformabilidad obtenidos por métodos dinámicos y estáticos, varia entre 0.85 y 3, de acuerdo con los datos de un buen número de pruebas realizadas en el mundo. Obviamente esta variación tan grande obedece no sólo a la diversidad de los macizos rocosos ensayados, sino también al volumen de roca involucrado en la prueba.

$$E_D = (0.85 \text{ a } 3) E_E \dots\dots\dots Ec 4$$

La deformabilidad de los macizos rocosos depende de las características de las fallas y fracturas geológicas mayores que contienen, de las características de sus rellenos, de su espesor y de su posición en el espacio respecto a la dirección de la carga aplicada. El efecto de escala que se observa en la roca ensayada en el laboratorio se intensifica en la masa rocosa. Es importante entonces la elección del tipo de prueba para determinar la deformabilidad del terreno, sobre todo para procurar involucrar el volumen del terreno que de resultados representativos.

Las curvas esfuerzo - deformación que se muestran en la figura 10, obtenidas por medio de pruebas de placa son los casos representativos del comportamiento del terreno

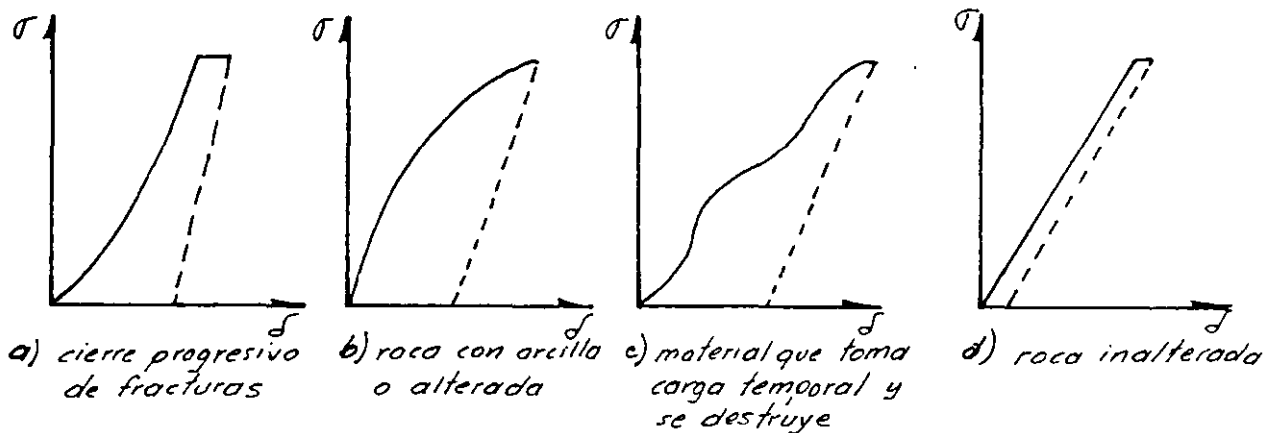


Figura 10 Curvas esfuerzo - deformación

La fig. 10a representa el cierre progresivo de las fisuras del macizo rocoso al aumentar el esfuerzo, la curva ascendente de carga es cóncava hacia la izquierda mostrando la reducción de la deformación en la zona de mayor esfuerzo. La curva descendente de descarga generalmente deja un valor de deformación no recuperable.

En la figura 10b la curva representa una roca con arcilla o material blando con pocos sólidos, los cuales se trituran al incrementarse el esfuerzo.

La curva en la figura 10c representa un material que contiene arcillas y sólidos que toman carga temporalmente y posteriormente se trituran.

La figura 10d representa el comportamiento de una roca prácticamente inalterada o con muy pocas fisuras, elástica, la deformación no recuperable es muy pequeña.

Algunos aspectos importantes de las rocas con relación a su deformabilidad son los siguientes:

- a) Cuando los sistemas de fracturamiento contienen arcilla como relleno o bien otro tipo de material blando, como pueden ser las capas delgadas de lutitas, se observa cierto grado de fluencia plástica o creep. La fluencia plástica representa una respuesta compleja de la relación esfuerzo - deformación, como un movimiento de la roca dependiente del tiempo

bajo una carga constante; en otras palabras es un fenómeno mecánico en donde la deformación se incrementa como una función del tiempo bajo un esfuerzo constante

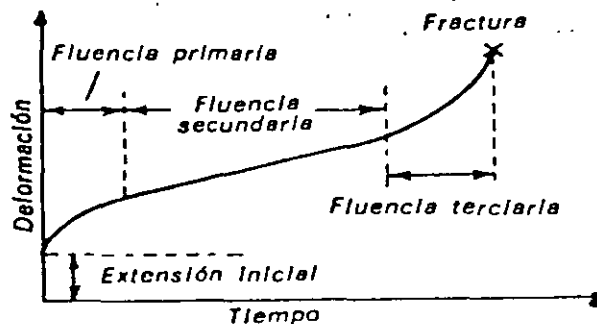


Figura 11 Curva general para la fluencia plástica (creep)

En la figura 11 se muestra una curva idealizada deformación - tiempo, de un cuerpo bajo carga constante.

Se pueden distinguir cuatro etapas principales de deformación:

- 1) Deformación elástica instantánea debido a la carga instantánea.
- 2) Fluencia primaria zona 1 con un rápido incremento de la deformación pero desacelerándose paulatinamente.
- 3) Fluencia secundaria Zona 2 la deformación es menor pero con una variación constante.
- 4) Fluencia terciaria zona 3 acelerándose la deformación hasta llegar a la falla.

El flujo plástico en las rocas se representa a menudo con una curva idealizada como la mostrada antes, sin embargo, su comportamiento real no es muy semejante.

En las figuras 12a y b, se muestra la influencia que tiene el incremento de la temperatura y el esfuerzo confinante en las curvas de deformación - tiempo. Al aumentar ambos factores, la velocidad de deformación aumenta.

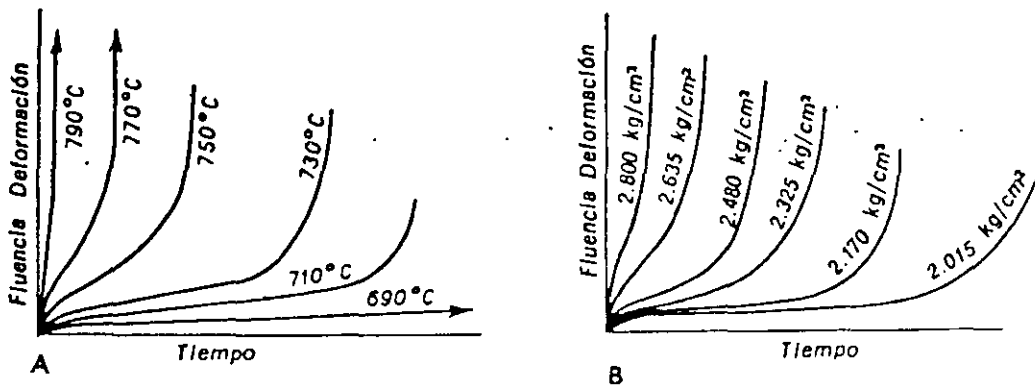


Figura 12 Influencia de la temperatura y el esfuerzo confinante en la deformación plástica de la roca

Hay varias teorías para explicar el flujo plástico en las rocas, se piensa que el flujo puede ocurrir únicamente bajo altos esfuerzos tectónicos y ciertas condiciones de temperatura o posiblemente bajo condiciones de carga dinámicas. En niveles bajos de esfuerzo y temperatura, el mecanismo de fluencia primaria parece estar influido por un deslizamiento a lo largo de los planos de debilidad preexistentes en la roca y por fracturamiento frágil y agrietamiento dentro de material. El microfisuramiento y agrietamiento de la roca producido por la fluencia puede ocurrir debido a la susceptibilidad de esta y de otros materiales a fallar por fatiga, cuando están sometidos a cargas cíclicas a bajos niveles de esfuerzos

El mecanismo de ruptura por fluencia plástica puede comprenderse mejor por medio de las investigaciones realizadas por microsísmica las cuales indican que existe un periodo de movimiento acelerado que precede a la falla en las rocas in situ. Esto demuestra que hay una etapa terciaria de fluencia que es de mucho mayor duración que lo que demuestran los estudios realizados en laboratorio. Los periodos de perturbación microsísmica varían desde unas horas para el desprendimiento de rocas de algunas toneladas, hasta varias semanas para masas rocosas como el pilar de una mina.

b) En pruebas de deformabilidad al aumentar la presión de contacto entre un ciclo y otro el módulo de deformabilidad aumenta indicando la compactación de la roca debido al cierre de las fisuras y trituración de las partículas sólidas. Las deformaciones en la curva de descarga se recuperan más en comparación con los anteriores ciclos.

c) Las rocas muy compactas presentan histéresis muy baja.

Métodos Estáticos

Pruebas de Placa. Existen dos tipos de placa que pueden utilizarse para determinar la deformabilidad de una masa de roca, placa rígida y placa flexible.

En la prueba de **placa rígida** se emplea una placa de acero de aproximadamente 30 a 50 cm de diámetro a la cual se aplica una carga, mediante gatos hidráulicos para inducir deformaciones al terreno. Esta placa permite medir solo las deformaciones que se generan en la superficie de apoyo y también en la superficie del terreno lateralmente a la placa.

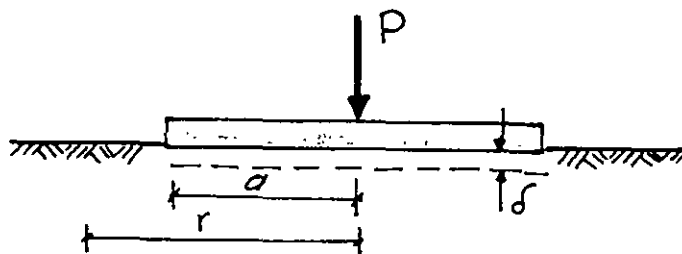


Figura 13 Placa rígida

Para una placa infinitamente rígida y considerando al medio rocoso homogéneo, isótropo y elástico, las ecuaciones que permiten calcular el módulo de deformabilidad estático son:

$$E_E = P (1-\mu^2) / (2\delta a), \text{ para } r < a \dots\dots Ec 5$$

$$E_E = P \{ (1-\mu^2) / (\delta\pi a) \} (\text{arc sen } a/r), \text{ para } r > a \dots Ec 6$$

Donde: P es la carga aplicada

a es el radio de la placa

δ desplazamiento producido por la carga

μ es la relación de Poisson

r es la distancia al punto donde se mide el desplazamiento

El reducido tamaño de la placa rígida permite aplicar mayores presiones al terreno, sin embargo el volumen que se ve afectado por los esfuerzos es muy reducido por lo que los resultados son relativamente representativos de una masa rocosa.

La prueba de **placa flexible**, figura 14, aunque solo permite aplicar presiones de contacto bajas, involucra un volumen mayor de roca. Además, esta prueba es de tipo anular y ello permite medir los desplazamientos medidos al centro de la placa, y da la oportunidad de conocer los valores máximos generados por la carga en la zona de influencia de los esfuerzos.

En la prueba se emplean micrómetros colocados al centro de la placa a una profundidad que varía desde la superficie hasta 3 veces el diámetro de la placa.

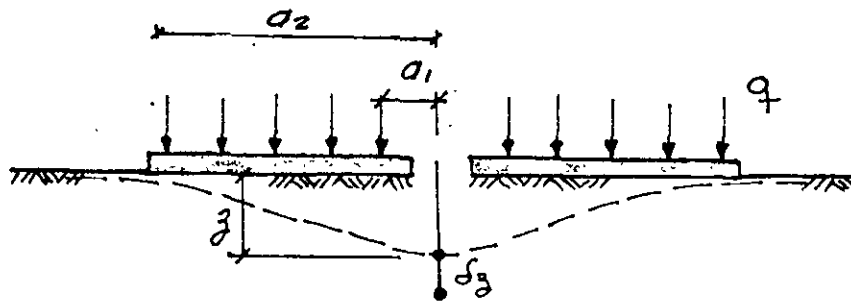


Figura 14 Prueba de placa flexible

El módulo de deformabilidad se calcula por medio de la ecuación:

$$E_E = q / (\delta_z \pi (a_2^2 - a_1^2) \{ [(1 + \mu) z^2] [(a_1^2 + z^2)^{-1/2} - (a_2^2 + z^2)^{-1/2}] + [2(1 - \mu^2)] [(a_2^2 + z^2)^{1/2} - (a_1^2 + z^2)^{1/2}] \} \dots\dots\dots Ec 7$$

Donde :

- a₁ es el radio interior de la placa
- a₂ es el radio exterior de la placa
- d es el desplazamiento producido por la carga medido al centro de la placa
- μ es la relación de Poisson
- z es la profundidad del punto de medición

La selección de uno u otro tipo de prueba depende del espaciamiento entre las discontinuidades, del espesor de alteración de la roca y de la heterogeneidad del medio. El sitio donde se realicen los ensayos deberá ser representativo del material sobre el que quedará apoyada la estructura.

Las pruebas se pueden realizar en superficie o bien en galerías de exploración lo cual permite realizar varios ensayos de placa a diferentes profundidades y con ello determinar la variación del módulo de deformabilidad con la profundidad.

Pruebas en Barrenos. Las pruebas se realizan utilizando un gato hidráulico que se introduce en el barreno, el cual permite evaluar la deformabilidad de la masa rocosa a diferentes profundidades sin que se requiera la excavación de galerías de acceso a esas zonas. Se aprovechan por lo general los barrenos de exploración en donde se han recuperado los núcleos de roca y se permite con ello ubicar las zonas de más interés para realizar la prueba.

El equipo está constituido por un gato con dos placas de acero curvas que se apoyan contra la pared del barreno en forma diametralmente opuesta. Las mediciones se realizan por medio de dos extensómetros eléctricos tipo LVTD que están instalados dentro del propio gato hidráulico. La señal eléctrica es conducida a la superficie por medio de cable y se registra en un puente tipo Weathstone.

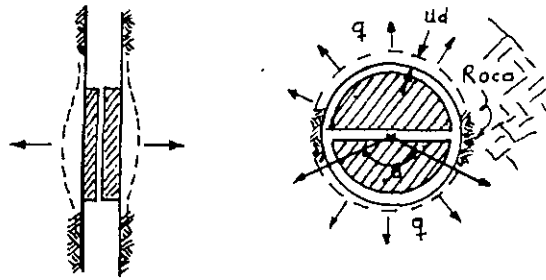


Figura 15 Prueba de deformabilidad en barrenos

La presión hidráulica aplicada al gato se transmite por medio de una manguera de alta presión que, en la superficie, está conectada a una bomba hidráulica y a un manómetro.

El módulo de deformabilidad se determina mediante la expresión:

$$E_E = \{ \Delta q / (\Delta U_d / d) \} \quad k f(\beta, \mu) \dots\dots Ec 8$$

Donde:

Δq es la presión aplicada en las paredes de la perforación

ΔU_d es el desplazamiento diametral de las paredes

d es el diámetro de la perforación

k es una constante función del ángulo β y de la relación de Poisson

Con estos equipos existe el riesgo de generar fracturas de tensión en las paredes donde las zapatas no están en contacto, las grietas se forman de manera perpendicular a la aplicación de la carga.

Este método tiene la ventaja de que se pueden realizar varias pruebas en un mismo barreno y a diferentes profundidades y elaborar un estudio estadístico de la variación del módulo con la profundidad y tipo de roca ensayado. La principal desventaja es que el volumen de material involucrado es muy pequeño, ya que la longitud de apoyo de las placas es de menos de 25 cm.

Prueba en galerías presurizadas. Este método requiere de aislar una cámara dentro de una galería colocando tapones de concreto en los extremos, figura 16. En caso de que la roca sea muy permeable, la cámara requerirá de un aislamiento o impermeabilización de sus paredes, tal como un recubrimiento de concreto o bien, membranas impermeables flexibles.

La cámara se instrumenta colocando micrómetros eléctricos para medir las divergencias o cambios diametrales, también se pueden instalar extensómetros tipo radial en la roca a diferentes profundidades.

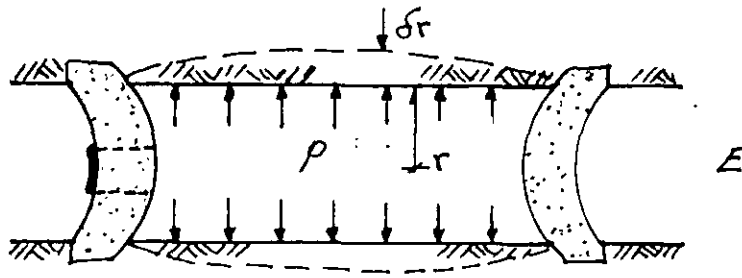


Figura 16 Esquema de la prueba en galería presurizada

La cámara se llena de agua y se aplica presión hidráulica registrando simultáneamente las deformaciones inducidas al terreno.

Para obtener el módulo de deformabilidad del terreno se emplea la ecuación.

$$E_E = (2 p r) / (\delta_d) (1 + \mu) \dots\dots Ec 9$$

Donde:

- r es el radio interior de la galería
- p es la presión hidráulica aplicada
- δ_d es la deformación diametral
- μ es la relación de Poisson

La longitud de la galería debe ser mayor de 5 veces el diámetro, para reducir los errores provocados por las restricciones que imponen los taponetes de concreto en los extremos. Se han ensayado túneles con diámetros de 1.5 m hasta 4.9 m y con una presión máxima de 5 kg/cm².

La ventaja de esta prueba es que involucra un volumen de masa rocosa muy grande y permite la medición de las deformaciones en varias direcciones, poniendo en evidencia su anisotropía. La principal desventaja es que es una prueba muy costosa.

Métodos Dinámicos

La determinación de las velocidades sísmicas del terreno es importante porque la velocidad de las ondas es controlada por la elasticidad y densidad de la roca. El módulo de deformabilidad y la relación de Poisson se pueden derivar a partir de las velocidades sísmicas si la densidad ρ y las velocidades V_p compresional y V_s de cortante se conocen. Se emplean las siguientes expresiones:

$$E_D = \rho V_p^2 \{ (1 + \mu) (1 - 2\mu) / (1 - \mu) \} \dots\dots\dots Ecs. 10$$

$$\text{ó} \quad E_D = \rho 2 V_s^2 (1 + \mu)$$

$$\mu = \frac{3(V_P/V_S)^2 - 4}{(V_P/V_S)^2 - 1}$$

$$\mu = \frac{1}{2} \frac{(V_P/V_S)^2 - 1}{(V_P/V_S)^2 - 1}$$

El módulo de deformabilidad dinámico corresponde al módulo tangente inicial de la curva esfuerzo deformación para una carga aplicada en forma instantánea, el cual generalmente es más mayor que los módulos obtenidos a partir de pruebas estáticas. La frecuencia y naturaleza de las discontinuidades en el sitio de estudio, son factores significativos que determinan la deformabilidad estática del macizo rocoso. Un macizo rocoso muy fracturado o intemperizado tendrá una velocidad compresional menor que uno sano. El efecto de las discontinuidades en una masa rocosa se puede estimar mediante la comparación de la velocidad de onda in-situ con la sónica de laboratorio, obtenida a partir de núcleos de roca intacta. La diferencia entre estas dos velocidades refleja la influencia de las discontinuidades en la masa de roca. Por ello la relación entre la velocidad compresional de campo V_{FP} y la velocidad sónica de laboratorio V_{LP} ha sido propuesta como un índice de calidad de roca.

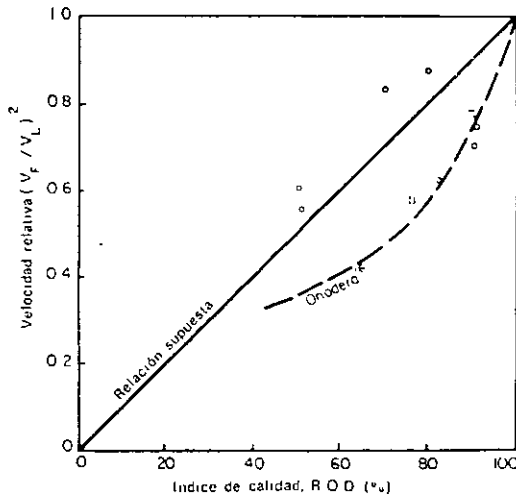


Figura 17 Correlación entre la velocidad relativa y el índice de calidad RQD
Ref. 2

Para masas rocosas de alta calidad, con solo algunas pequeñas discontinuidades esta relación de velocidades se acerca a la unidad, mientras que los valores inferiores a la unidad se registran en rocas que cada vez están más fracturadas o alteradas.

En la Tabla 5 se presentan valores típicos de velocidad de onda compresional en varios tipos de materiales.

TABLA 5 VELOCIDAD SONICA EN SUELOS Y ROCAS, Refs. 1 y 2

Material	Velocidad (m/s)
Suelo superficial	170 - 500
Arcilla	1000 - 2800
Arcilla arenosa	975 - 1160
Arcilla arenosa cementada	1160 - 1280
Limo	760
Aluvión	550 - 1000
Aluvión profundo	1100 - 2360
Depósito glaciario	490 - 1700
Dunas	500
Loess	400 - 475
Arena seca	300
Arenisca	2400 - 4000
Lutita	1800 - 3800
Marga	3000 - 4700
Caliza	3000 - 5700
Granito	3000 - 5000
Basalto	4000 - 6000
Dolerita	4000 - 7000
Gabro	4000 - 7000
Mármol	3500 - 6000

2.c Permeabilidad

En los macizos rocosos la permeabilidad se determina por lo general, empleando los sondeos de exploración realizados en el sitio.

La permeabilidad está controlada por el fracturamiento del terreno y por las características de este, en especial por los rellenos. La roca alterada próxima a la superficie da una permeabilidad menor que la roca más profunda, cuyas fracturas no están rellenas. Aunque en general estos materiales de relleno no evitan la circulación de agua a través de las fracturas, constituyen la causa principal de un comportamiento anormal o inexplicable durante los ensayos. La expulsión de los materiales de relleno puede ser un problema importante en las presas.

Para determinar la permeabilidad de una masa rocosa, se emplean las pruebas de agua tipo Lugeon y tipo Lefranc que describen enseguida.

Prueba tipo Lugeon. Se emplean para conocer la permeabilidad de una formación constituida por roca compacta fracturada. La unidad de medición es el Lugeon que es igual a la filtración de 1 litro por minuto por metro de perforación a la presión de 10 kg/cm². La prueba se realiza como se indica a continuación

$$1 \text{ Lugeon} = 1 \text{ (litro / min / m) a la presión de } 10 \text{ kg/cm}^2$$

Las pruebas de permeabilidad tipo Lugeon se realizan en perforaciones de avance descendente y en tramos de 5 m de longitud. Una vez alcanzada la profundidad del tramo por probar, se hace un lavado cuidadoso del pozo empleando el varillaje de perforación.

La longitud de 5 m es tentativa, ya que puede variar por las condiciones que se encuentren al perforar, en especial cuando se aprecia pérdida de agua de la perforación por la presencia de fallas o fracturas importantes, donde conviene obtener información con mayor detalle.

El tramo por ensayar queda aislado por medio de un obturador colocado en la parte superior y el fondo de la perforación. Para determinar la presión efectiva que se debe aplicar en cada tramo ensayado se usa la fórmula siguiente:

$$H_p = H_1 + H_2 - H_f$$

En donde:

- H_p = carga correspondiente a la presión efectiva de prueba
- H_1 = altura que corresponde a la presión marcada en el manómetro
- H_2 = distancia vertical del manómetro al obturador
- H_f = pérdida por fricción en el tubo alimentador desde el manómetro hasta el obturador

Cuando no exista nivel freático se toma H_2 como carga en kg/cm^2 para obtener H_p , en caso contrario se utilizará $H_2 - H_n$, donde H_n es la distancia vertical del manómetro al nivel freático.

En cada tramo se inicia la prueba inyectando agua limpia con incrementos de presión de: 1 kg/cm^2 hasta alcanzar la presión de 10 kg/cm^2 . Apartir de este valor la presión se va reduciendo en decrementos de la misma magnitud.

En cada incremento o decremento de presión se mide el gasto de agua ocurrido, la presión, en todos los casos, se mantiene el tiempo necesario para que el gasto registrado se estabilice, por lo general de 10 minutos.

Al terminar la prueba de un tramo se continúa con la perforación del siguiente y se realiza la prueba de permeabilidad en forma similar.

Los resultados se reportan en gráficas Presión(kg/cm^2) – Gasto(l/m/min). Se pueden obtener varios tipos de gráficas de acuerdo al comportamiento del terreno durante la prueba, figura 18.

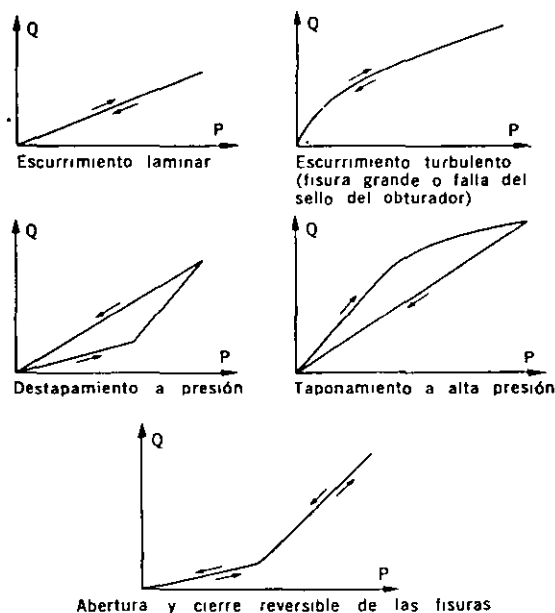


Figura 18 Gráficas Presión – Gasto de absorción de pruebas tipo Lugeon

Prueba tipo Lefranc. Se efectúan en suelos y en rocas muy alteradas o fracturadas. De acuerdo con la naturaleza del terreno, se pueden programar dos tipos: de flujo constante y de flujo variable, en los dos casos, las pruebas se realizan a medida que avanza la perforación.

Las **pruebas de flujo constante** consisten en determinar la permeabilidad de un tramo de la perforación-inyectando o bombeando del pozo un caudal constante de agua, determinando la profundidad a la que se estabiliza el nivel del agua con ese caudal y haciendo varias observaciones al hacer variar éste.

La prueba con **inyección constante** se efectúa conforme que avanza la perforación, es decir, una vez que la perforación ha llegado a la profundidad de la parte inferior del tramo por probar.

La prueba se inicia vertiendo agua dentro de la perforación, calibrando con una válvula de control el gasto, hasta que el nivel se estabilice con una carga de 10 m medidos a partir del centro de la cámara filtrante. En ese instante se inicia a contar el tiempo de la prueba, que generalmente es de 10 minutos, tiempo en el que continuamente se comprueba, por medio de una sonda eléctrica, que no varíe el nivel del agua.

Terminado el tiempo de prueba, se tomará en el medidor el volumen inyectado. Para las siguientes observaciones se irá disminuyendo el caudal, con lo que los niveles estables irán bajando y en cada operación se tomará el tiempo y volumen inyectado.

La prueba con **bombeo de gasto constante** se efectúa en una cámara filtrante semejante a la anterior. La prueba se inicia bombeando agua de la perforación, calibrando la velocidad de la bomba hasta que el nivel se estabilice dentro del ademe del pozo, a no más de 10 m de la superficie del manto. En estas condiciones se inicia a contar el tiempo de la prueba,

generalmente de 10 minutos, comprobando periódicamente con la sonda eléctrica que el nivel estable no varíe.

Terminado el tiempo de observación, se toma la lectura en el medidor, del volumen bombeado. Para las siguientes observaciones se irá disminuyendo la aceleración de la bomba, con lo que los niveles estables irán subiendo y en cada operación se tomará el tiempo y el volumen bombeado.

Las **pruebas de flujo variable** se dividen en ensayos de ascenso y descenso.

El principio de la **prueba con ascenso** de la superficie del agua, consiste en ir determinando la velocidad con que varía el nivel dentro del tubo de ademe, habiendo extraído previamente, una columna de agua. Durante el tiempo que dure el ensayo no se extrae o agrega más agua.

La carga que se aplica para la prueba al extraer el agua de la perforación, no debe ser mayor de 10 m contados a partir de la superficie del nivel freático. La longitud del tramo probado no deberá ser mayor de 5 m o bien que la relación entre la longitud del tramo y el diámetro de la perforación sea igual o mayor de 5.

La prueba de permeabilidad de flujo variable **con descenso** de la superficie del agua, consiste en determinar la velocidad con que varía el nivel dentro del tubo de ademe, habiendo vertido previamente una columna de agua, sin que se agregue o extraiga líquido durante el tiempo que dure la prueba.

La carga máxima no debe ser mayor de 10 m a partir del centro de la cámara filtrante o del nivel freático. La longitud del tramo probado no deberá ser mayor de 5 m o bien que la relación entre la longitud del tramo y el diámetro de la perforación sea igual o mayor de 5.

En la figura 19 se presentan los detalles de la prueba de permeabilidad tipo Lefranc de carga constante y carga variable con los factores de forma para las condiciones del tramo ensayado.

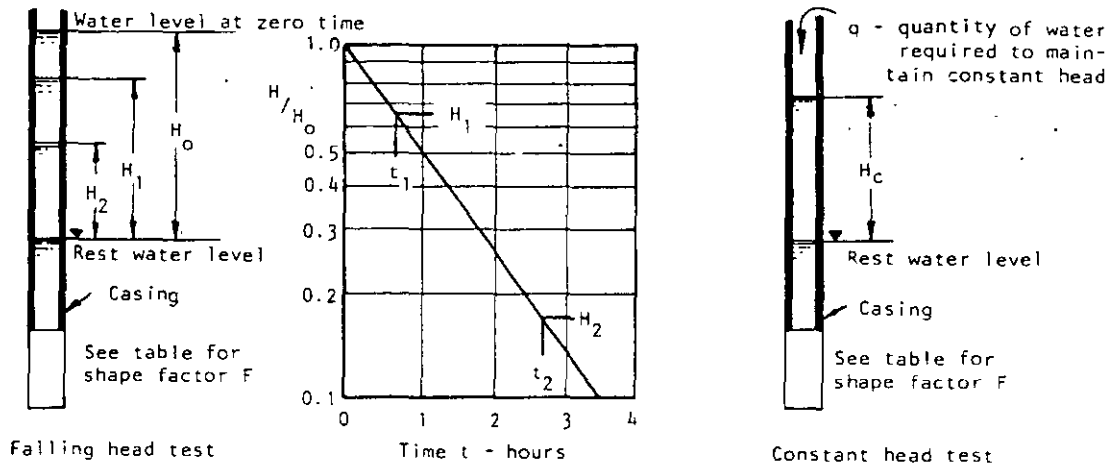
La permeabilidad k se determina con la ecuación:

$$Q = C k \Delta H \dots \dots \dots Ec 11$$

Donde: C es un coeficiente que caracteriza la geometría del área de infiltración

Q es el gasto de inyección

ΔH es el valor de la sobre carga



End conditions		Shape factor F
	Casing flush with end of borehole in soil or rock of uniform permeability. Inside diameter of casing is d cms.	$F = 2.75d$
	Casing flush with boundary between impermeable and permeable strata. Inside diameter of casing is d cms.	$F = 2.0d$
	Borehole extended a distance L beyond the end of the casing. Borehole diameter is D .	$F = \frac{2\pi L}{\text{Log}_e(2L/D)}$ for $L > 4D$
	Borehole extended a distance L beyond the end of the casing in a stratified soil or rock mass with different horizontal and vertical permeabilities.	For determination of k_h : $F = \frac{2\pi L}{\text{Log}_e(2mL/D)}$ where $m = (k_h/k_v)^{1/2}$, $L > 4D$
	Borehole extended a distance L beyond the end of the casing which is flush with an impermeable boundary.	$F = \frac{2\pi L}{\text{Log}_e(4L/D)}$ for $L > 4D$

Fig. 19 Prueba de permeabilidad Lefranc, factores de forma para Diversas formas del tramo ensayado, Ref. 5

2.d Clasificación de Macizos Rocosos

Los sistemas de clasificación de macizos rocosos han evolucionado paulatinamente desde hace más de 100 años y desde sus inicios tuvieron el objetivo de ayudar al diseño empírico de túneles, especialmente a determinar el tipo y cantidad de soporte requerido.

En las últimas dos décadas se han realizado intentos por extender el uso de las clasificaciones a otros campos de la ingeniería civil, como las excavaciones a cielo abierto y las cimentaciones, sin embargo con muy poco éxito.

Las más recientes clasificaciones de macizos rocosos incluyen a casi todos los componentes de carácter geológico-ingenieril del terreno, sin embargo, cada una de ellas dá diferente énfasis a los parámetros que emplea, por ello es recomendable utilizar al menos dos sistemas de clasificación para evaluar un mismo sitio.

También, se han desarrollado correlaciones con las propiedades mecánicas de los macizos, como son su módulo de deformabilidad y resistencia al esfuerzo cortante. Probablemente en este punto se tengan mejores resultados con el tiempo, conforme se avance en los estudios de correlación entre los sistemas y las propiedades del terreno.

Las clasificaciones nunca podrán sustituir las pruebas de campo in-situ ni los procedimientos de diseño más elaborados que actualmente se emplean para las obras subterráneas, sin embargo son de mucha utilidad para la evaluación preliminar de un sitio, sobre todo durante las etapas iniciales del proyecto, donde se cuenta con poca información de detalle.

A continuación se presentan dos de las clasificaciones de macizos rocosos más empleadas en la actualidad:

Clasificación de Bieniawski

En 1976 Bieniawski, Z.T. publicó su clasificación de macizos rocosos llamada Clasificación Geomecánica o Sistema RMR (Rock Mass Rating). Desde ese año y hasta 1989 el sistema a sido continuamente modificado conforme nuevos casos se han analizado, cambiando los valores de los parámetros que emplea.

Los parámetros son los siguientes:

1. Resistencia a la compresión uniaxial de la roca intacta.
2. Índice de calidad de la roca, RQD.
3. Espaciamiento de las discontinuidades.
4. Condiciones de las discontinuidades.
5. Condiciones del agua en el subsuelo.
6. Orientación de las discontinuidades.

El sistema RMR se presenta en la tabla 7 en su versión del año 1989, en la cual se dan los valores de cada parámetro, estos valores se suman para dar la calificación RMR del macizo rocoso. Dependiendo del valor numérico RMR se tienen 5 clases que varían desde Roca Muy Pobre para valores inferiores a 21 hasta un máximo de 100 para la clase Roca Muy Buena.

Clasificación de Barton

En 1974 Barton et al., del Instituto Geotécnico Noruego publicó el sistema de clasificación de macizos rocosos para su aplicación en obras subterráneas denominado Índice de Calidad Q, (Tunnelling Quality Index).

El valor numérico del índice Q varía en escala logarítmica desde 0.001 hasta un máximo de 1000. El valor de Q depende de los siguientes parámetros:

1. Índice de calidad de la roca, RQD
2. Número de sistemas de fracturamiento, J_n
3. Rugosidad de las fracturas, J_r
4. Alteración de las juntas, J_a
5. Condiciones del agua, J_w
6. Estado de esfuerzos, SRF

Q se calcula mediante la siguiente expresión.

$$Q = (RQD/J_n) \times (J_r/J_a) \times (J_w/SRF) \dots \dots \text{Ec. 12}$$

La primera relación (RQD/J_n), representa la estructura del macizo rocoso, y es una medida muy burda del tamaño de partícula o bloque del que está formado.

La segunda relación (J_r/J_a), representa las características de rugosidad o fricción de las paredes de las fracturas o de los materiales de relleno. Las mejores condiciones del terreno se tienen cuando las paredes de las fracturas son rugosas y están en contacto directo, con poca o nada de alteración. Conforme estas condiciones cambian y las fracturas presentan separación, poca rugosidad, alteración y relleno, la resistencia del terreno disminuye y la deformabilidad aumenta.

La tercera relación (J_w/SRF), es un factor empírico que describe los esfuerzos activos. Consiste en dos parámetros de esfuerzos: J_w es una medida de la presión del agua que tiene un efecto adverso en la resistencia de las fracturas debido a la reducción del esfuerzo normal efectivo y, SRF es una medida de los esfuerzos alrededor de una excavación subterránea considerando la competencia o incompetencia de la roca para soportarlos.

La tabla 8 da la clasificación de los parámetros individuales usados para obtener el valor del índice Q.

Las similitudes entre los dos sistemas de clasificación, RMR y Q, es debido a que usan parámetros idénticos o muy parecidos para calcular el valor final de la calidad del macizo rocoso.

Ambos sistemas relacionan a la geología con la geometría de la masa rocosa, pero de diferente forma, lo mismo ocurre al considerar las condiciones del agua en el subsuelo. La diferencia más grande entre estos dos sistemas es la falta de parámetro de esfuerzos en el RMR.

Cuando se emplea cualquiera de estos dos métodos, se puede hacer de dos formas. La primera, es para evaluar específicamente un macizo rocoso con los parámetros empleados en

TABLA 7 Clasificación de Bieniawski

A. CLASSIFICATION PARAMETERS AND THEIR RATINGS								
Parameter		Range of values						
1	Strength of intact rock material	Point load strength index	>10 MPa	4-10 MPa	2-4 MPa	1-2 MPa	For this low range - uniaxial compressive test is preferred	
		Uniaxial comp strength	>250 MPa	100-250 MPa	50-100 MPa	25-50 MPa	5-25 MPa	1-5 MPa
	Rating	15	12	7	4	2	1	0
2	Drill core Quality (RQD)	90%-100%	75%-90%	50%-75%	25%-50%	< 25%		
	Rating	20	17	11	8	3		
3	Spacing of discontinuities	> 2 m	0.6-2 m	200-600 mm	60-200 mm	< 60 mm		
	Rating	20	15	10	8	5		
4	Condition of discontinuities (See E)	Very rough surfaces Not continuous No separation Unweathered wall rock	Slightly rough surfaces Separation < 1 mm Slightly weathered walls	Slightly rough surfaces Sep. aration < 1 mm Highly weathered walls	Slacken-ided surfaces or Gouge < 5 mm thick or Separation 1-5 mm Continuous	Soft gouge > 5 mm thick or Separation > 5 mm Continuous		
		Rating	30	25	20	10	0	
5	Ground water	Inflow per 10 m tunnel length (l/m)	None	< 10	10-25	25-125	> 125	
		(Joint water press/ (Major principal σ))	0	< 0.1	0.1-0.2	0.2-0.5	> 0.5	
	General conditions	Completely dry	Damp	Wet	Dripping	Flowing		
	Rating	15	10	7	4	0		
B. RATING ADJUSTMENT FOR DISCONTINUITY ORIENTATIONS (See F)								
Strike and dip orientations		Very favourable	Favourable	Fair	Unfavourable	Very Unfavourable		
Ratings	Funnels & mines	0	-2	-5	-10	-12		
	Foundations	0	-2	-7	-15	-25		
	Slopes	0	-5	-25	-50			
C. ROCK MASS CLASSES DETERMINED FROM TOTAL RATINGS								
Rating	100 ← 81	80 ← 61	60 ← 41	40 ← 21	< 21			
Class number	I	II	III	IV	V			
Description	Very good rock	Good rock	Fair rock	Poor rock	Very poor rock			
D. MEANING OF ROCK CLASSES								
Class number	I	II	III	IV	V			
Average stand-up time	20 yrs for 15 m span	1 year for 10 m span	1 week for 5 m span	10 hrs for 2.5 m span	30 min for 1 m span			
Cohesion of rock mass (kPa)	> 400	300-400	200-300	100-200	< 100			
Friction angle of rock mass (deg)	> 45	35-45	25-35	15-25	< 15			
E. GUIDELINES FOR CLASSIFICATION OF DISCONTINUITY conditions								
Discontinuity length (persistence)	< 1 m	1-3 m	3-10 m	10-20 m	> 20 m			
Rating	6	4	2	1	0			
Separation (aperture)	None	< 0.1 mm	0.1-1.0 mm	1-5 mm	> 5 mm			
Rating	6	5	4	1	0			
Roughness	Very rough	Rough	Slightly rough	Smooth	Slacken-sided			
Rating	6	5	3	1	0			
Infilling (gouge)	None	Hard filling < 5 mm	Hard filling > 5 mm	Soft filling < 5 mm	Soft filling > 5 mm			
Rating	6	4	2	2	0			
Weathering	Unweathered	Slightly weathered	Moderately weathered	Highly weathered	Decomposed			
Rating	6	5	3	1	0			
F. EFFECT OF DISCONTINUITY STRIKE AND DIP ORIENTATION IN TUNNELLING**								
Strike perpendicular to tunnel axis				Strike parallel to tunnel axis				
Drive with dip-Dip 45-90°		Drive with dip-Dip 20-45°		Dip 15-90°		Dip 20-45°		
Very favourable		Favourable		Very favourable		Fair		
Drive against dip-Dip 45-90°		Drive against dip Dip 20-45°		Dip 0-20-Irrespective of strike?				
Fair		Unfavourable		Fair				

*Some conditions are mutually exclusive. For example, if infilling is present, the roughness of the surface will be overshadowed by the influence of the gouge. In such cases use A 4 directly

**Modified after Wickham et al. (1972).

los métodos de clasificación y segunda, es para caracterizar cuidadosamente el terreno y atribuirle, tiempo después, la calificación a cada parámetro.

El segundo método es más recomendable, puesto que da una total y completa descripción del macizo rocoso la cual puede ser fácilmente correlacionada o trasladada a otro sistema de clasificación.

Estimación del módulo de deformabilidad

El módulo de deformación de un macizo rocoso es un parámetro muy importante que representa su grado de rigidez debido a los materiales y discontinuidades que lo constituyen.

Este parámetro es difícil y costoso de determinar por medio de pruebas de campo, por ello se ha desarrollado varios métodos para estimarlo basados en las clasificaciones de macizos rocosos.

La primera clasificación empleada para estimar el módulo de deformabilidad fue la de Deere et al. (1967) empleando el índice de calidad de la roca RQD, y que en la actualidad continúa usándose Deere y Deere (1988).

Bieniawski (1978), propuso la siguiente relación, con base en el análisis de varios casos historia:

$$E_m = 2 \text{ RMR} - 100 \dots \text{Ec. 13}$$

Serafim y Pereira (1983), basados en el análisis de varios casos historia en los que se incluyen cimentaciones de presas, en los que el módulo de deformabilidad se obtuvo mediante retroanálisis empleando mediciones de deformación, propusieron la siguiente relación:-----

$$E_m = 10^{(RMR-10)/40} \dots \text{Ec. 14}$$

Barton et al. (1980) y (1992), y Grimstad y Barton (1993), propusieron la siguiente relación:

$$E_m = 25 \text{Log}_{10} Q \dots \text{Ec. 15}$$

Las curvas definidas por estas ecuaciones se muestran en la figura 20, Hoek (1995), junto con los casos historia observados por Bieniawski (1978) y Serafim y Pereira (1983).

En esta figura se ve que la ecuación propuesta por Serafim y Pereira (1983) da un mejor ajuste a la mayoría de los casos registrados y tiene la ventaja de cubrir un rango más amplio de valores de RMR que las otras dos ecuaciones.

TABLA 8 Clasificación de Barton et al.

DESCRIPTION	VALUE	NOTES	
1. ROCK QUALITY DESIGNATION	<i>RQD</i>		
A. Very poor	0-25	1 Where <i>RQD</i> is reported or measured as ≤ 10 (including 0), a nominal value of 10 is used to evaluate <i>Q</i>	
B. Poor	25-50		
C. Fair	50-75		
D. Good	75-90		
E. Excellent	90-100		
		2 RQD intervals of 5, i.e. 100, 95, 90 etc are sufficiently accurate.	
2. JOINT SET NUMBER	J_n		
A. Massive, no or few joints	0.5-1.0		
B. One joint set	2		
C. One joint set plus random	3		
D. Two joint sets	4		
E. Two joint sets plus random	6		
F. Three joint sets	9	1 For intersections use $(3.0 \times J_n)$	
G. Three joint sets plus random	12		
H. Four or more joint sets, random, heavily jointed, 'sugar cube', etc	15	2 For portals use $(2.0 \times J_n)$	
J. Crushed rock, earthlike	20		
3. JOINT ROUGHNESS NUMBER	J_r		
<i>a. Rock wall contact</i>			
<i>b. Rock wall contact before 10 cm shear</i>			
A. Discontinuous joints	4		
B. Rough and irregular, undulating	3		
C. Smooth undulating	2		
D. Slickersided undulating	1.5	1 Add 1.0 if the mean spacing of the relevant joint set is greater than 3 m.	
E. Rough or irregular, planar	1.5		
F. Smooth, planar	1.0		
G. Slickersided, planar	0.5	2 $J_r = 0.5$ can be used for planar slickersided joints having lineations, provided that the lineations are oriented for minimum strength	
<i>c. No rock wall contact when sheared</i>			
H. Zones containing clay minerals thick enough to prevent rock wall contact	1.0 (nominal)		
J. Sandy, gravelly or crushed zone thick enough to prevent rock wall contact	1.0 (nominal)		
4. JOINT ALTERATION NUMBER	J_a	ϕ_r degrees (approx)	
<i>a. Rock wall contact</i>			
A. Tightly heated, hard, non-softening, impermeable filling	0.75	1. Values of ϕ_r , the residual friction angle, are intended as an approximate guide to the mineralogical properties of the alteration products if present.	
B. Unaltered joint walls, surface staining only	1.0		25-35
C. Slightly altered joint walls, non-softening mineral coatings, sandy particles, clay-free disintegrated rock, etc	2.0		25-30
D. Silty-, or sandy-clay coatings, small clay-fraction (non-softening)	3.0		20-25
E. Softening or low-friction clay mineral coatings, i.e. kaolinite, mica. Also chlorite, talc, gypsum and graphite etc., and small quantities of swelling clays. (Discontinuous coatings, 1-2 mm or less in thickness)	4.0		8-16

DESCRIPTION	VALUE	NOTES
4. JOINT ALTERATION NUMBER	J_n	ϕ degrees (approx)
<i>b</i> Rock wall contact before 10 cm shear		
F. Sandy particles, clay-free, disintegrating rock etc	4.0	25-30
G. Strongly over-consolidated, non-softening clay mineral fillings (continuous < 5 mm thick)	6.0	16-24
H. Medium or low over-consolidation, softening clay mineral fillings (continuous < 5 mm thick)	8.0	12-16
J. Swelling clay fillings, i.e. montmorillonite, (continuous < 5 mm thick) Values of J_n depend on percent of swelling clay-size particles, and access to water	8.0-12.0	6-12
<i>c</i> . No rock wall contact when sheared		
K. Zones or bands of disintegrated or crushed rock and clay (see G, H and J for clay conditions)	6.0	
L. Zones or bands of silty- or sandy-clay, small clay fraction, non-softening	8.0	
M. Thick continuous zones or bands of clay	8.0-12.0	6-24
N. Thick continuous zones or bands of clay	5.0	
O. Thick continuous zones or bands of clay	10.0-13.0	
P. & R (see G H and J for clay conditions)	6.0-24.0	
5. JOINT WATER REDUCTION	J_w	approx. water pressure (kgf/cm ²)
A. Dry excavation or minor inflow i.e. < 5 μ m locally	1.0	< 1.0
B. Medium inflow or pressure, occasional outwash of joint fillings	0.66	1.0-2.5
C. Large inflow or high pressure in competent rock with unfilled joints	0.5	2.5-10.0
D. Large inflow or high pressure	0.33	2.5-10.0
E. Exceptionally high inflow or pressure at blasting, decaying with time	0.2-0.1	> 10
F. Exceptionally high inflow or pressure	0.1-0.05	> 10
		1. Factors C to F are crude estimates; increase J_w if drainage installed
		2. Special problems caused by ice formation are not considered
6. STRESS REDUCTION FACTOR		SRF
<i>a</i> Weakness zones intersecting excavation which may cause loosening of rock mass when tunnel is excavated		
A. Multiple occurrences of weakness zones containing clay or chemically disintegrated rock, very loose surrounding rock (any depth)		10.0
B. Single weakness zones containing clay, or chemically disintegrated rock (excavation depth < 50 m)		5.0
C. Single weakness zones containing clay, or chemically disintegrated rock (excavation depth > 50 m)		2.5
D. Multiple shear zones in competent rock (clay free), loose surrounding rock (any depth)		7.5
E. Single shear zone in competent rock (clay free) (depth of excavation < 50 m)		5.0
F. Single shear zone in competent rock (clay free), (depth of excavation > 50 m)		2.5
G. Loose open joints, heavily jointed or 'sugar cube', (any depth)		5.0
		1. Reduce these values of SRF by 25-50% if the relevant shear zones only influence but do not intersect the excavation.

DESCRIPTION			VALUE	NOTES
6. STRESS REDUCTION FACTOR			SRF	
<i>b. Competent rock, rock stress problems</i>				
	σ_1/σ_3	σ_1/σ_3		2 For strongly anisotropic virgin stress field
H. Low stress, near surface	> 200	> 13	2.5	(if measured), when $5 \leq \sigma_1/\sigma_3 \leq 10$, reduce σ_1
J. Medium stress	200-10	13-0.66	1.0	to $0.5\sigma_1$ and σ_3 to $0.5\sigma_3$. When $\sigma_1/\sigma_3 > 10$,
K. High stress, very tight structure (usually favourable to stability, may be unfavourable to wall stability)	10-5	0.66-0.33	0.5-2	reduce σ_1 and σ_3 to $0.6\sigma_1$ and $0.6\sigma_3$, where
L. Mild rockburst (massive rock)	5-2.5	0.33-0.16	5-10	σ_1 = unconfined compressive strength, and
M. Heavy rockburst (massive rock)	< 2.5	< 0.16	10-20	σ_3 = tensile strength (point load) and σ_1 and
<i>c. Squeezing rock, plastic flow of incompetent rock under influence of high rock pressure</i>				
N. Mild squeezing rock pressure			5-10	σ_1 are the major and minor principal stresses.
O. Heavy squeezing rock pressure			10-20	3 Few case records available where depth of crown below surface is less than span width
<i>d. Swelling rock, chemical swelling activity depending on presence of water</i>				
P. Mild swelling rock pressure			5-10	Suggest SRF increase from 2.5 to 5 for such cases (see H)
R. Heavy swelling rock pressure			10-15	
ADDITIONAL NOTES ON THE USE OF THESE TABLES				
When making estimates of the rock mass Quality (Q) the following guidelines should be followed in addition to the notes listed in the table.				
1. When borehole core is unavailable, RQD can be estimated from the number of joints per unit volume, in which the number of joints per metre for each joint set are added. A simple relationship can be used to convert this number to RQD for the case of clay free rock masses $RQD = 115 - 3.3 J_v$ (approx) where J_v = total number of joints per m^3 ($0 < RQD < 100$ for $35 > J_v > 4.5$)				
2. The parameter J_v , representing the number of joint sets will often be affected by foliation, schistosity, slaty cleavage or bedding etc. If strongly developed, these parallel 'joints' should obviously be counted as a complete joint set. However, if there are few 'joints' visible or if only occasional breaks in the core are due to these features, then it will be more appropriate to count them as 'random' joints when evaluating J_v .				
3. The parameters J_v and J_s (representing shear strength) should be relevant to the weakest significant joint set or clay filled discontinuity in the given zone. However, if the joint set or discontinuity with the minimum value of J_v/J_s is favourably oriented for stability then a second, less favourably oriented joint set or discontinuity may sometimes be more significant, and its higher value of J_v/J_s should be used when evaluating Q. The value of J_v/J_s should in fact relate to the surface most likely to allow failure to initiate.				
4. When a rock mass contains clay, the factor SRF appropriate to loosening loads should be evaluated. In such cases the strength of the intact rock is of little interest. However, when jointing is minimal and clay is completely absent, the strength of the intact rock may become the weakest link, and the stability will then depend on the ratio rock-stress/rock-strength. A strongly anisotropic stress field is unfavourable for stability and is roughly accounted for as in note 2 in the table for stress reduction factor evaluation.				
5. The compressive and tensile strengths (σ_c and σ_t) of the intact rock should be evaluated in the saturated condition if this is appropriate to the present and future in situ conditions. A very conservative estimate of the strength should be made for those rocks that deteriorate when exposed to moist or saturated conditions.				

Resistencia al esfuerzo cortante

En la tabla 6, correspondiente con la clasificación de Bieniawski (1989), se proponen valores para el ángulo de fricción del macizo rocoso, con base en el valor RMR del terreno

TABLA 6

CLASE	RMR	Angulo de fricción
I	100 - 81	> 45°
II	80 - 61	35° - 45°
III	60 - 41	25° - 35°
IV	40 - 21	15° - 25°
V	< 21	< 15°

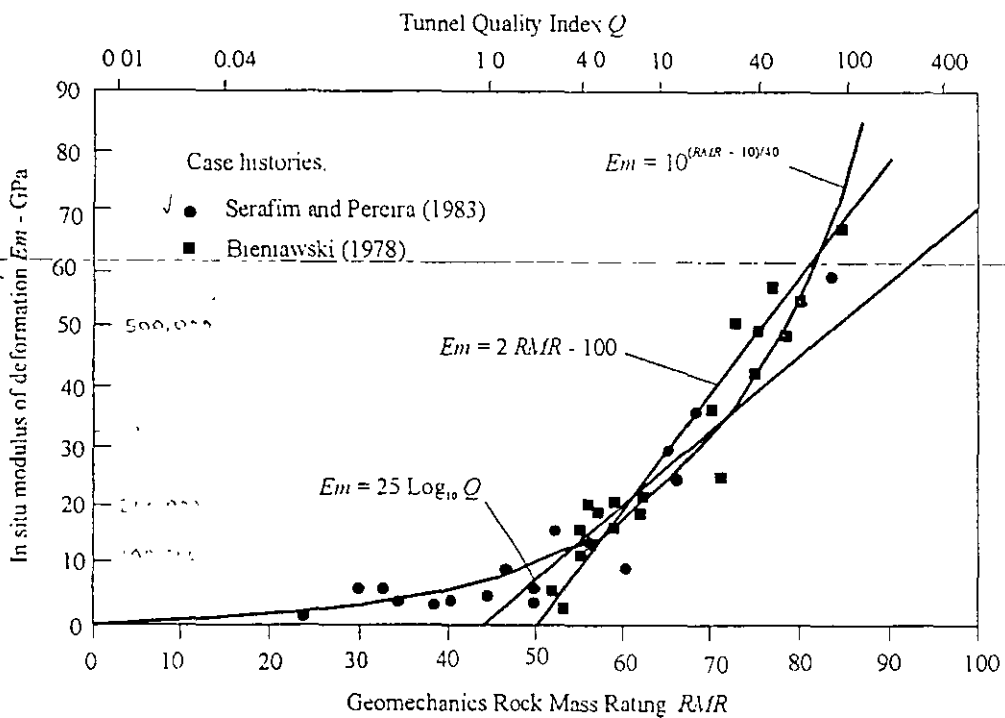
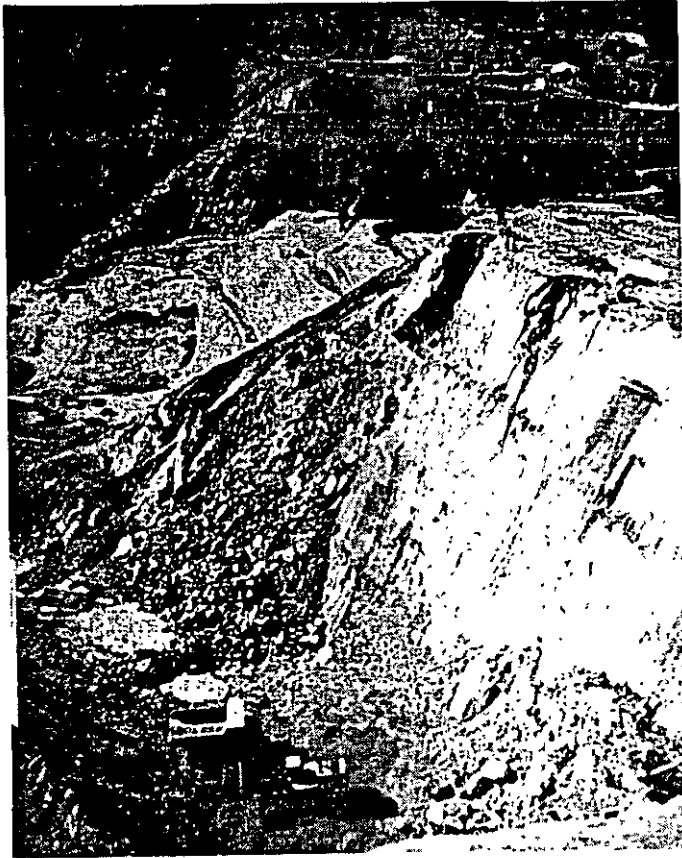


FIGURA NO. 20 Predicción del módulo de deformabilidad a partir de clasificaciones de masas rocosas

Referencias

- 1.- Attewell, P. B., and Farmer, I. W., Principles of engineering geology. John Wiley & Sons, Inc. 1976
- 2.- Stagg, K. G. y Zienkiewicz, O. C., Mecánica de rocas en la ingeniería práctica. Ed. Blume, 1968.
- 3.- Bell, F. G., Foundation engineering in difficult ground. Newnes-Butterworths 1978
- 4.- Underwood, L. B., Clasificación and identificación of shales, ASCE Soil Mechanics Foundation Engineering Div., 93, No.SM6, 97-116. 1967
- 5.- Hoek, E. and Bray, J., Rock slope engineering. The Institution of Mining and Metallurgy, London. 1981.
- 6.- Barton, N.R., Lien, R. y Lunde, J., 1974, Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. Rock Mechanics 6(4), 189- 239.
- 7.- Bieniawski, Z.T., 1976, Rock mass classification in rock engineering, en Exploration for rock engineering, proc. of the symp., (ed. Z.T. Bieniawski) 1, 97-106. Cape Town:Balkema.
- 8.- Bieniawski, Z.T., 1978, Determining rock mass deformability - experiences from case histories. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 15, 237-247.
- 9.- Deere, D.U. y Deere, D.W., 1988, The rock quality designation (RQD) index in practice. En Rock classification systems for engineering purposes, (de. L. Kirkaldie), ASTM Special Publication 984, 91-101 Philadelphia: Am. Soc. Test Mat.
- 10.- Deere, D.U., Hendron, A.J, Patton, F.D. y Cording, E.J., 1967, Design of surface and near surface constructuin y in rock. En Failure and breakage of rock, proc. 8th U.S. symp. rock mech., (de. C. Fairhurst), 237-302. New York: Soc. Min. Engrs, Am. Inst. Min. Metall. Petrolm Engrs.



ESTABILIDAD DE TALUDES EN ROCA

Ing. Sergio R. Herrera Castañeda

Geología

Factores geológicos que influyen en la estabilidad de laderas y excavaciones a cielo abierto

Litología

Las rocas que por lo general poseen baja resistencia al esfuerzo cortante son:

- 1.- Todo tipo de roca alterada o intemperizada, principalmente en aquellas en que prevalecen los minerales arcillosos.
- 2.- Rocas ígneas extrusivas seudoestratificadas y heterogéneas como las tobas y brechas volcánicas intercaladas con derrames de lava.
- 3.- En general las tobas y rocas piroclásticas de edad reciente
- 4.- Lutitas mal cementadas y secuencias de rocas formadas por lutitas y areniscas
- 5.- Rocas metamórficas pizarras y filitas, así como los esquistos de composición micácea, de sericita, talco y clorita.
- 6.- Rocas con estructura estratificada y bandeada donde abunde la mica entre los planos, como areniscas micáceas y gneiss.

Discontinuidades

Las discontinuidades representan la zona de menor resistencia al esfuerzo cortante en las masas rocosas, por ello sus características físicas determinan en gran medida la estabilidad de un talud.

Los tipos de discontinuidades que hay en un macizo rocoso están frecuentemente asociado al origen de la roca y a su historia de esfuerzos y deformación a la que estuvo sujeta en el pasado geológico.

La estratificación está asociada a las rocas sedimentarias y es una de las discontinuidades más importantes que existen, lo mismo que la foliación lo es para las rocas metamórficas como las pizarras, filitas y los esquistos.

Las fracturas o diaclasas de enfriamiento son características de los derrames de lava y está siempre presente en cualquier roca ígnea extrusiva e inclusive intrusiva de baja temperatura como son los cuerpos intrusivos en forma de diques. Esta discontinuidad se desarrolla mejor en los basaltos columnares, de donde viene su nombre, pero también está en las andesitas y riolitas.

Las propiedades que se estudian en campo durante los levantamientos geotécnicos son:

- Orientación
- Continuidad
- Rugosidad
- Espaciamiento
- Separación
- Relleno y alteración

Otras características como son el contenido o la circulación de agua en la discontinuidad y la presencia de estrías que sean indicativas de movimientos previos a lo largo del plano, también son importantes por su influencia en la resistencia al esfuerzo cortante.

Orientación: Por lo general una masa de roca está afectada por más de un sistema o familia de fracturas, que se identifican con base en su orientación y origen. Durante los estudios de campo se anota la orientación de las discontinuidades presentes en la roca y posteriormente se procesan los datos, empleando técnicas de proyecciones estereográficas para definir los sistemas característicos. Esta información es de interés estadístico y se emplea para estudios generales de estabilidad de laderas. Sin embargo, para un estudio de detalle se requiere de información precisa de la ubicación y orientación de estas estructuras, así como de sus características físicas para elaborar una evaluación concreta del riesgo de falla.

Continuidad: Es la longitud o extensión de la discontinuidad en el espacio. A mayor continuidad de las superficies de falla la resistencia del macizo rocoso es menor.

Rugosidad: Es la forma de la superficie de las discontinuidades. Pueden ser superficies desde planas hasta onduladas y también cada una de éstas puede ser lisas a rugosa. Se emplean modelos comparativos para determinar el grado de rugosidad de una superficie.

La rugosidad incrementa la resistencia al esfuerzo cortante de la superficie, ya que el deslizamiento solo es posible cuando se remonta la estría o cuando se rompe ésta por su base requiriéndose en ambos casos mayor energía.

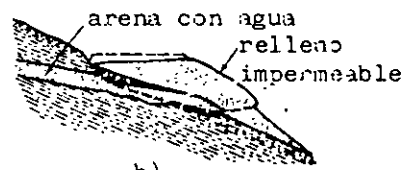
Espaciamiento: El espaciamiento es la distancia medida en forma perpendicular entre las discontinuidades de un mismo sistema de fracturamiento.

Separación: Es la distancia que existe entre las caras de la discontinuidad. La separación puede ser nula cuando el área de contacto entre los bloques de roca está perfectamente cerrado, lo que indica por lo general alta resistencia al corte. Cuanto mayor es la separación en la discontinuidad, los puntos de contacto en la superficie es menor esto produce una concentración del esfuerzo cortante en esas zonas que facilita el deslizamiento.

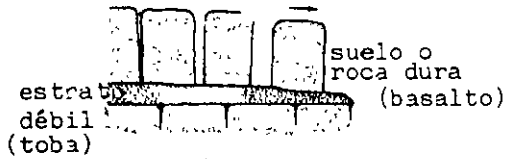
Relleno y alteración: El relleno es el material que con mucha frecuencia se encuentra ocupando el espacio entre los bloques que separa la discontinuidad. El origen de este material es diverso, pero generalmente es producto de alteración de las paredes de la discontinuidad o bien, del material granular de falla. El relleno puede ser de espesor muy



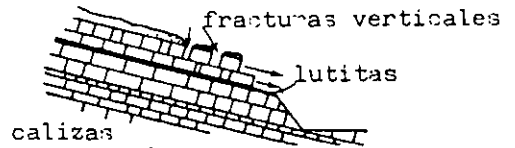
a)



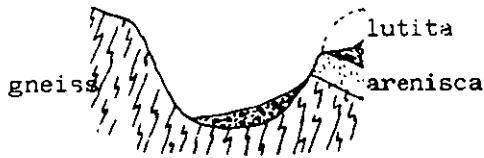
b)



c)



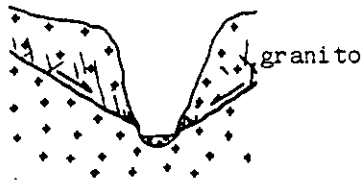
d)



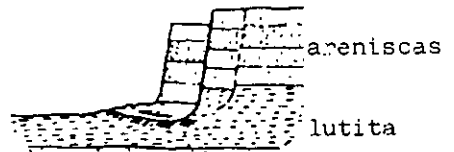
e)



f)



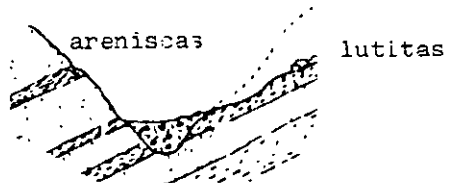
g)



h)



i)



j)

Algunos casos geológicos de falla de taludes y laderas naturales

pequeño (1 mm) hasta muy grande de varios metros y los materiales que lo forman puede ser arcilla, granular desde arenas hasta bloques de roca, carbonato de calcio o sílice. En estos dos últimos casos la resistencia al corte es sumamente elevada ya que funcionan como rellenos cementantes

La circulación de agua a través de la discontinuidad es la responsable de la alteración de las paredes de roca o de los rellenos.

Movimientos previos: Cuando ha ocurrido desplazamiento entre los bloques que separa la discontinuidad, la resistencia al esfuerzo cortante real del plano es menor que antes del movimiento. Los desplazamientos previos destruyen la superficie original, eliminan asperezas o la rugosidad del plano creando una superficie más lisa y con menor resistencia.

Circulación de agua: El efecto del agua en la discontinuidad puede ser de dos formas, primero, lubricando la superficie de deslizamiento y segundo ejerciendo presión de poro. De éstos, el más perjudicial por lo general es el incremento en la presión de poro. Sin embargo, también el efecto de lubricación del agua sobre los materiales de relleno puede llegar a ser importante.

Influencia del agua subterránea: Una excavación a cielo abierto produce un desequilibrio natural de las fuerzas actuantes en el sitio. El agua presente en el subsuelo producirá fuerzas que pueden ayudar al desequilibrio, dependiendo de las condiciones geológicas específicas del sitio y de las del agua.

El agua en los suelos puede causar problemas de inestabilidad en tres formas principalmente:

- a) El suelo puede estar saturado y mostrar un nivel freático alto en estado natural. Esto puede dar signos de inestabilidad antes de realizar cualquier excavación.
- b) El suelo no muestra signos de inestabilidad natural, pero tiene un nivel freático cercano a la superficie, esta condición puede presentar dos casos extremos:

1º. Cuando el suelo es granular y permeable

2º. Cuando el suelo es totalmente cohesivo e impermeable

Entre estos dos extremos se pueden tener muchas variaciones en la composición de los suelos con propiedades intermedias y por ello también se pueden tener tratamientos intermedios a los que se aplicarían en cada caso extremo.

- c) El agua en el suelo puede existir y fluir a través de estratos permeables junto con otros impermeables en la masa de suelo.

Cuando los estratos permeables son gruesos y están claramente identificados, el agua contenida en ellos fluye sobre la superficie del siguiente estrato inferior impermeable, esto puede causar una superficie lubricada por donde se inicie la falla del talud.

Cuando el estrato permeable es muy delgado se pueden desarrollar altas presiones en ellas y producirse la falla. Estas capas delgadas pueden parecer insignificantes cuando se recuperan en los sondeos de exploración pero son planos potenciales de debilidad dentro de la masa de suelo.

El patrón del flujo de agua en los macizos de roca está controlado principalmente por la geología estructural, porque en la mayoría de ellos el flujo ocurre a través de las discontinuidades más que a través de la roca intacta.

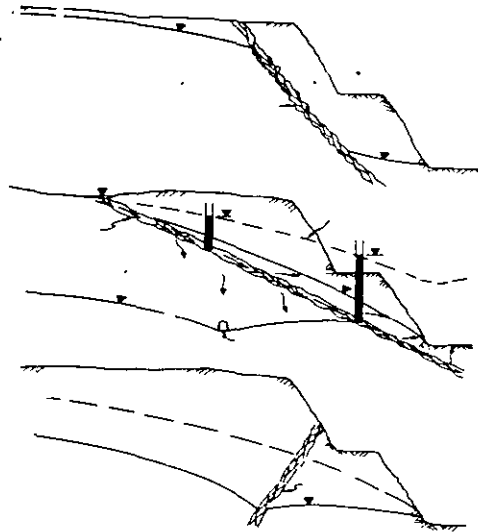
Puesto que las discontinuidades se presentan generalmente en sistemas que tienen una orientación dada, la permeabilidad de las rocas variará con la dirección. (anisotropía respecto a la permeabilidad). En cierto tipo de rocas la permeabilidad depende también del nivel de esfuerzos a la que están sometidas, ya que influye en el grado de apertura de las discontinuidades.

Los taludes por lo general están formados por una zona de suelo en la parte superior y de roca en la inferior con diversos grados de alteración. La parte formada por roca puede contener una o más litologías cada una con distinta permeabilidad y el flujo del agua estar controlado por la distribución de estas zonas.

Las estructuras geológicas mayores como las fracturas o fallas, pueden tener un efecto significativo en el flujo de agua en el terreno, por ejemplo, las que contienen material de relleno impermeable como la arcilla, impiden el flujo y son la causa del incremento de la presión del agua atrás de estos planos. Por otra parte, las que contienen rellenos granulares o diques ígneos muy fracturados pueden formar zonas de elevada permeabilidad general, concentrando el flujo del agua subterránea y drenando eficientemente la roca en esa zona.

Entre estas dos condiciones se pueden tener casos intermedios. La red de flujo resultante de esta intercalación compleja de zonas con diferente permeabilidad, es que las fallas pueden tener una variedad de efectos sobre el flujo de agua y sobre la distribución resultante de la presión actuante en una superficie potencial de falla.

Es clara entonces la necesidad de conocer y prestar especial atención de las estructuras geológicas mayores localizadas cerca del talud. Por lo anterior, se requiere de una buena descripción de los suelos y de las rocas que constituirán el talud, que incluya la identificación individual de cada tipo, las estructuras que los afectan y la descripción de las condiciones del agua en el subsuelo.



Influencia de las fallas en las condiciones del agua subterránea

La geología estructural regional, la topografía y el clima de la zona donde se pretende realizar una excavación a cielo abierto, son también indicadores de la recarga potencial del terreno y su influencia en la estabilidad del talud.

Otro aspecto también importante relacionado con la inestabilidad es la fluctuación del nivel del agua en el subsuelo.

Dependiendo de la estructura geológica del área donde se ubica el talud, puede existir un nivel de agua de tipo local y/o bien el nivel de aguas freáticas de carácter regional. Ambos pueden influir en la estabilidad de un talud en forma local o general, dependiendo de la altura de la excavación. Los niveles de agua tipo local están por lo general restringido a la época de lluvias.

Los niveles del agua subterránea fluctúan más rápidamente en terrenos formados por rocas fracturadas que en la mayoría de los suelos, lo anterior debido al porcentaje de vacíos contenidos en cada uno. En los suelos la distribución del agua se efectúa en forma más o menos uniforme, mientras que en las rocas se concentra en las discontinuidades.

El incremento del nivel del agua en un macizo rocoso, al presentarse una lluvia abundante, pueden ser varias de veces mayor que en un suelo. Dicho de otra forma, se requiere poca cantidad de agua para llenar los espacios vacíos presentes en las discontinuidades para que se produzca elevada presión hidrostática.

Factores diversos: Otros factores que intervienen en la inestabilidad de un talud son:

Excavaciones que reducen el esfuerzo normal sobre un estrato o discontinuidad resistente.

Sismos naturales o inducidos

Modificaciones en las condiciones del agua en el subsuelo

Mecanismos de falla en taludes

La forma en que fallan las excavaciones a cielo abierto y las laderas naturales tienen relación directa con las características geológicas del terreno donde se encuentran, como son: el tipo de roca y grado de alteración, las fallas y sistemas de fracturamiento que están presentes y las condiciones de permeabilidad y del agua en el subsuelo.

Los suelos por lo general presentan un mecanismo de falla tipo **circular** y en ocasiones tipo falla **plana** cuando se trata de suelos residuales conteniendo estructuras heredadas.

Los macizos rocosos también pueden fallar en forma circular cuando las rocas se encuentran en un estado de alteración avanzado o sumamente fracturadas.

Además de este tipo de falla, las rocas pueden fallar por **volteo**, condición que rara vez se presenta en los suelos. También las rocas pueden fallar por deslizamiento de bloques sobre planos o discontinuidades en forma de falla **plana** o bien, cuando se interceptan dos o más discontinuidades y la línea de intersección tiene salida hacia la excavación, la forma de falla es tipo **cuña**.

La superficie de falla en los suelos por lo general atraviesa el propio material que los forma, aprovechando las zonas donde el esfuerzo cortante resistente es menor al actuante.

Con excepción de la falla circular, los macizos rocosos siempre fallan siguiendo las discontinuidades preexistentes, donde la resistencia al esfuerzo cortante es más baja. Estas discontinuidades están representadas por planos de estratificación, fracturas, fallas geológicas antiguas, diaclasas de enfriamiento, superficies de contacto, esquistosidad y foliación, entre otras.

Los diversos mecanismos de falla se producen por varios factores: características geológico-estructurales del terreno, baja resistencia de los suelos o rocas a través de sus discontinuidades y las características de las fuerzas externas como la subpresión, el empuje hidrostático y las fuerzas sísmicas, además de las debidas al peso propio.

Los mecanismos de **falla rotacional** como el circular y el no circular, son característicos de los suelos y de las rocas alteradas que se encuentran en la parte más superficial. Esta forma de falla puede además presentarse en masas de roca intensamente fracturadas al grado tal que puedan ser consideradas como isotrópicas. La superficie de falla por lo general es paralela al límite entre la roca alterada y la sana o menos alterada.

La falla plana se produce en taludes donde el deslizamiento se desarrolla sobre un solo plano. Para que cinemáticamente esto sea posible, se deben satisfacer dos condiciones:

- a) El plano de falla debe aflorar en la cara del talud y su echado debe ser menor que la inclinación de éste.
- b) Deben existir las condiciones topográficas o de fracturamiento para que lateralmente se definan los límites del bloque.

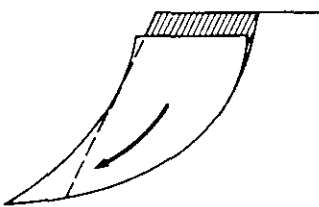
La presencia de grietas de tensión en la parte superior del talud incrementa la inestabilidad, debido a que el agua penetra con facilidad y produce empuje hidrostático por detrás de la masa deslizante y adicionalmente se incrementa la fuerza de subpresión en el plano de falla.

Las cuñas son por lo general bloques de roca en forma de tetraedro delimitados lateralmente en su base por dos planos de fracturamiento. La estratificación puede constituir uno de estos planos. Para que una cuña de roca se pueda movilizar es necesario que la línea de intersección de los planos de fracturamiento aflore en la cara del talud, o sea que el echado de la línea de intersección debe ser menor que la pendiente del talud.

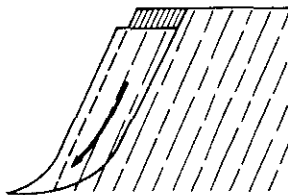
Por lo general, las características de resistencia al esfuerzo cortante en los planos que forman la base de la cuña son distintas y deben ser investigadas independientemente

Los taludes escarpados constituidos por rocas con fracturamiento vertical o sub-vertical, suelen presentar falla por volteo. Las columnas o bloque tabulares de roca pueden presentar planos de rotura paralelos a su base, lo que facilita su rotación. Cuando estos planos de rotura además presentan inclinación hacia la excavación, puede presentarse un movimiento mixto de volteo y deslizamiento. Las fuerzas que producen el volteo de los bloques son: el empuje hidrostático y el sísmico.

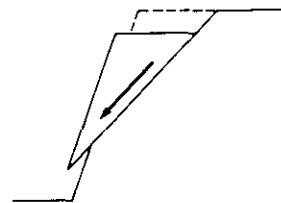
Principales tipos de falla en suelos y rocas:



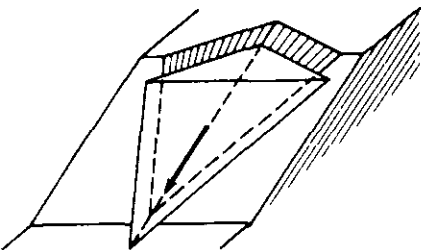
Falla circular



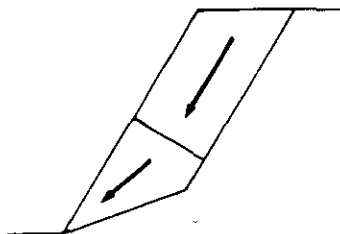
Falla no-circular



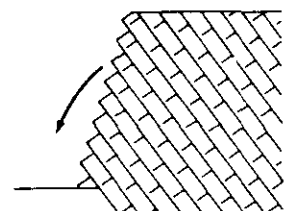
Falla plana



Falla en cuña



Falla poligonal



Falla por volteo

Resistencia al esfuerzo cortante del terreno

La principal influencia de la presión del agua en la estabilidad de un talud es reduciendo la resistencia al esfuerzo cortante a lo largo de planos preestablecidos o potenciales.

La presencia del agua también puede provocar inestabilidad por medio del empuje hidrostático que actúa en planos o discontinuidades que no están sometidas a esfuerzo cortante, como son las grietas de tensión o fracturas subverticales.

La presencia del agua tiene un efecto deletéreo sobre la resistencia al corte de los suelos y algunas superficies de roca, traduciéndose esto en un valor menor del ángulo de fricción y de cohesión. En pruebas de resistencia a la compresión simple de núcleos de roca ensayadas en condiciones secas y saturadas, se observa un decaimiento en la resistencia entre 10% y 40%, dependiendo del tipo de roca. Algo similar puede ocurrir en su resistencia al corte, por ello es importante emplear en los análisis ángulos de fricción obtenidos a partir de muestras ensayadas en condiciones saturadas.

La resistencia al esfuerzo cortante de las discontinuidades de un macizo rocoso es una característica mecánica fundamental que deben conocerse para fines de diseño de excavaciones en roca. La resistencia al esfuerzo cortante de la roca intacta es con mucho superior a la que se desarrolla a lo largo de discontinuidades, por ello los problemas de deslizamientos y deformabilidad básicamente se presentan en las fracturas y sus rellenos.

Tanto en los suelos como en las superficies de falla en las rocas, la resistencia al esfuerzo cortante se establece con base en el criterio de Coulomb donde la **resistencia máxima** al corte está definida por la ecuación 1:

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \phi_{\max} + c \dots\dots \text{Ec.1}$$

Donde:

- τ es el esfuerzo resistente al corte
- σ es el esfuerzo normal al plano ensayado
- ϕ_{\max} es el ángulo de fricción máximo
- c es la cohesión

Cuando ya han ocurrido desplazamientos tangenciales en la masa de suelo o roca, la resistencia se reduce a la **resistencia residual**, donde la resistencia debida a la cohesión del material ha desaparecido totalmente, entonces la ecuación de resistencia adquiere la forma siguiente, Ec.2:

$$\tau_{\text{res}} = \sigma \operatorname{tg} \phi_{\text{res}} \dots\dots \text{Ec 2}$$

Donde:

- τ_{res} es el esfuerzo resistente al corte residual

σ es el esfuerzo normal al plano ensayado

$\phi_{\text{máx}}$ es el ángulo de fricción residual

La influencia más importante de la presencia de agua en la discontinuidad es la reducción del esfuerzo cortante debido a la reducción del esfuerzo normal, entonces la ecuación adopta la forma Ec.3:

$$\tau = (\sigma - u) \text{tg } \phi_{\text{máx}} + c \dots\dots \text{Ec 3}$$

Donde:

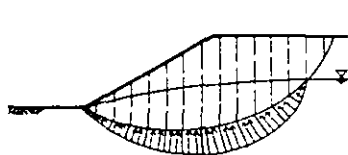
τ es el esfuerzo resistente al corte

σ es el esfuerzo normal al plano ensayado

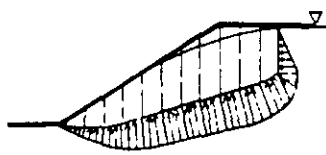
u es la presión del agua en la discontinuidad o presión de poro

$\phi_{\text{máx}}$ es el ángulo de fricción máximo

c es la cohesión



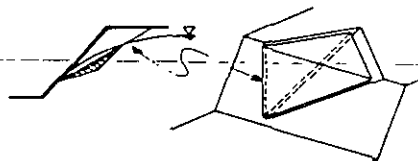
Falla circular



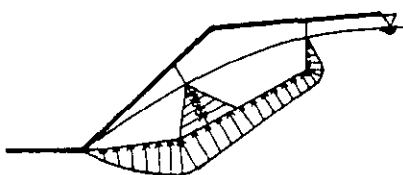
Falla no-circular



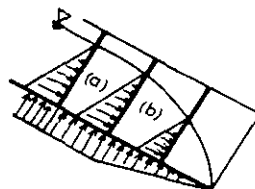
Falla plana



Falla en cuña



Falla Poligonal



Falla por volteo

Métodos para introducir los datos de las condiciones del agua subterránea en los análisis de estabilidad

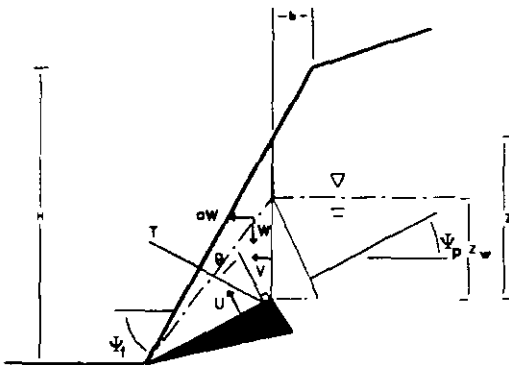
Métodos de análisis de estabilidad

Análisis de falla planar

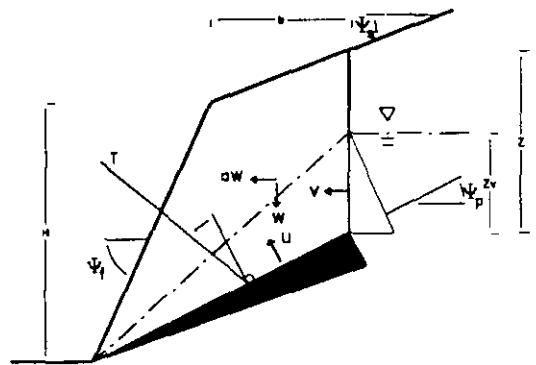
Las fallas planas ocurren a lo largo de una superficie aproximadamente plana y se analizan como un problema en dos dimensiones. Aunque pueden existir otras discontinuidades que definen los límites laterales de los movimientos, solo se tiene en cuenta el efecto de la discontinuidad principal. El tamaño de las fallas planares puede ir desde unos pequeños metros cúbicos a montañas enteras.

El análisis cinemático tiene en cuenta cuatro condiciones estructurales así:

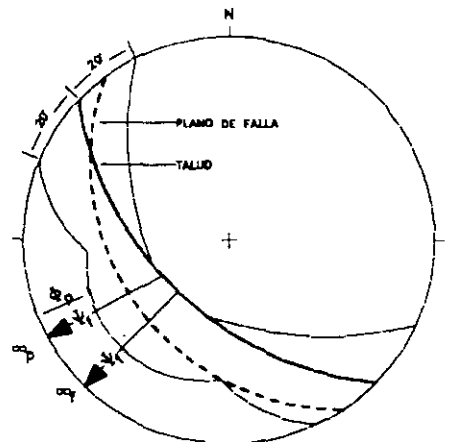
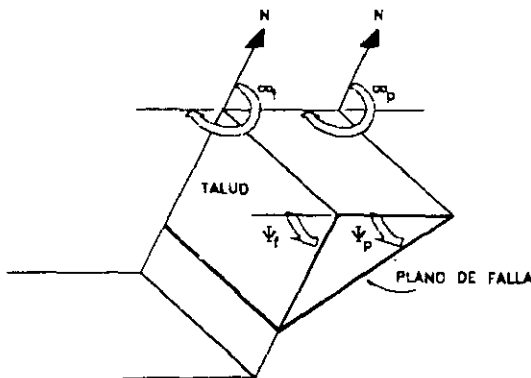
- La dirección de la discontinuidad debe estar a menos de 20 grados de la dirección de la superficie del talud.
- El buzamiento de la discontinuidad debe ser menor que el buzamiento de la superficie del talud.
- El buzamiento de la discontinuidad debe ser mayor que su ángulo de fricción.
- La extensión lateral de la masa potencial de falla debe ser definida por superficies laterales que no contribuyen a la estabilidad. Si las condiciones anteriores se cumplen la estabilidad puede evaluarse por el método del equilibrio límite. El análisis de estabilidad requiere la solución de fuerzas perpendiculares y paralelas a la superficie de falla potencial.



GRIETA DE TENSION EN LA CARA DEL TALUD



GRIETA DE TENSION ARRIBA DE LA CABEZA



REPRESENTACION DE LA FALLA PLANA

En la Figura se presentan esquemas de una falla plana con grieta de tensión en la cara del talud, con grieta de tensión arriba de cabeza del talud y una representación esquemática general de la falla plana.

De acuerdo con la localización de la grieta de tensión se pueden considerar dos casos:

- Con grieta de tensión en la cara del talud, abajo de la cabeza.
- Con grieta de tensión arriba de la cabeza del talud

Las ecuaciones de estabilidad son las siguientes:

Para el caso a (Grieta abajo de la cabeza):

- Profundidad de la grieta $Z = (H \cot \Psi_f - b) (\tan \Psi_f - \tan \Psi_p)$
- Peso del bloque $W = (1/2) \gamma_r H^2 [(1-Z/H)^2 \cot \Psi_p (\cot \Psi_p \tan \Psi_f - 1)]$
- Area de deslizamiento $A = (H \cot \Psi_f - b) \sec \Psi_p$

Para el caso b (Grieta arriba de la cabeza):

- Profundidad de la grieta $Z = H + b \tan \Psi_c - (b + H \cot \Psi_f) \tan \Psi_p$
- Peso del bloque $W = (1/2) \gamma_r H^2 \cot \Psi_f X + bHX + Bz$
 $X = (1 - \tan \Psi_p \cot \Psi_f)$
- Area de deslizamiento $A = (H \cot \Psi_f - b) \sec \Psi_p$

Para ambos casos:

- Fuerza de subpresión del agua $U = (1/2) \gamma_w Z_w A$
- Fuerza de empuje del agua $V = (1/2) \gamma_w Z_w^2$

Factor de seguridad:

$$FS = \frac{\{cA + [W(\cos \psi_p - a \operatorname{sen} \psi_p) - U - T \operatorname{sen} \psi_p + T \cos \theta] \tan \phi\}}{[W(\operatorname{sen} \psi_p + a \cos \psi_p) + U \cos \psi_p - T \operatorname{sen} \theta]}$$

Donde:

- H = Altura de cara del talud
- Ψ_f = Inclinación del talud
- Ψ_c = Inclinación de la corona
- Ψ_p = Inclinación del plano de falla
- b = Distancia de la grieta
- a = Aceleración sísmica
- T = Tensión de pernos o anclajes
- θ = Inclinación de los tensores con la normal a la falla
- c = Cohesión
- ϕ = Angulo de fricción
- γ_r = Densidad de la roca
- γ_w = Densidad del agua
- Z_w = Altura de agua en la grieta
- Z = Profundidad de la grieta
- U = Fuerza de subpresión del agua
- V = Fuerza de empuje del agua
- W = Peso del bloque
- A = Area de la superficie de falla.

En las ecuaciones anteriores también se incorporan las fuerzas del agua y las fuerzas de estabilización por medio de pernos o anclajes. Es importante definir con anterioridad al análisis, la localización de la grieta de tensión, aunque en algunos casos los movimientos no se han iniciado y la grieta de tensión se puede obtener utilizando la expresión siguiente (Hoek y Bray, 1981):

$$B/H = \sqrt{(\cot \psi_f \cot \psi_p) - \cot \psi_f}$$

La expresión presentada para el Factor de Seguridad puede ser simplificada para algunos casos, por ejemplo:

1. No hay fuerzas externas (a y $T=0$):

$$FS = \frac{[cA + (W \cos \psi_p - U - V \sin \psi_p) \tan \phi]}{(W \sin \psi_p + V \cos \psi_p)}$$

2. No hay fuerzas externas ni presión de agua:

$$FS = \frac{(cA + W \cos \psi_p \tan \phi)}{W \sin \psi_p}$$

3. No hay fuerzas externas ni presión de agua, ni cohesión:

$$FS = \frac{(\tan \phi)}{\tan \psi_p}$$

Análisis de falla en cuña

La falla en cuña ocurre cuando la masa de roca se desliza a lo largo de dos discontinuidades que se interceptan en un ángulo oblicuo a la superficie del talud.

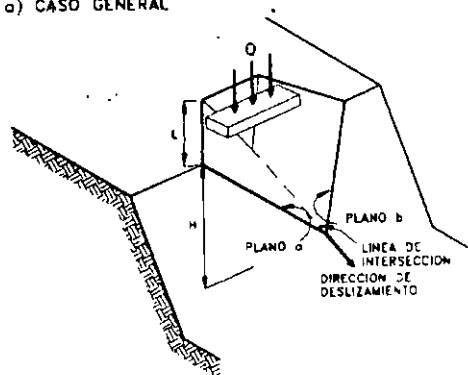
La formación de una falla en cuña depende primordialmente, de la litología y de la masa de roca.

El análisis cinemático de una falla en cuña es controlado por la orientación de la línea de intersección de los dos planos. Las condiciones estructurales que se deben cumplir son las siguientes:

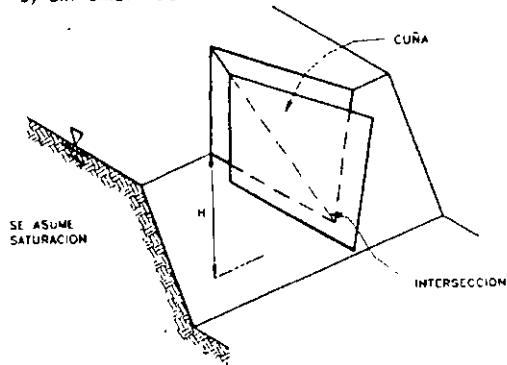
- La dirección de la línea de intersección debe ser aproximadamente cercana a la del buzamiento de la superficie del talud.
- El buzamiento de la línea de intersección debe ser menor que el de la superficie del talud.
- El buzamiento de la línea de intersección debe ser mayor que el ángulo de fricción promedio de las dos superficies.

En las figuras se presenta el esquema gráfico del análisis cinemático de la falla en cuña.

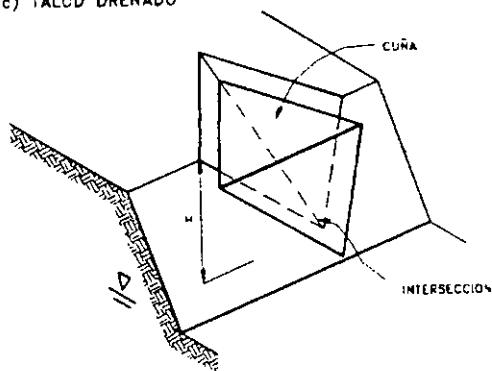
a) CASO GENERAL



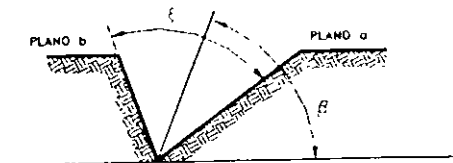
b) SIN GRETA DE TENSION



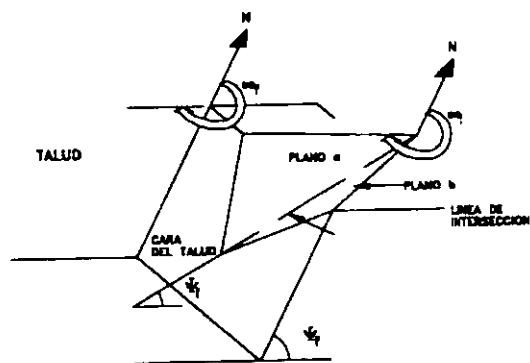
c) TALUD DRENADO



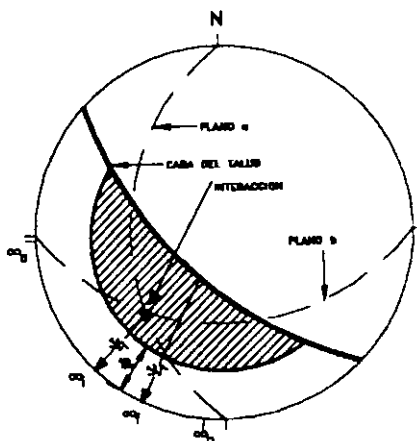
d) IGUAL ANGULO DE FRICCION EN LOS DOS PLANOS



Esquema general de la falla en cuña.



a) FALLA DE CUÑA



b) INTERPETRACION DE LA FALLA EN CUÑA
NOTA: LA INTERSECCION DEBE QUEDAR EN EL AREA SOMBRADA

Análisis cinemático de la falla en cuña (Hoek y Bray 1981).

Una vez se ha realizado el análisis cinemático, usando métodos estereográficos, se puede calcular el Factor de Seguridad.

a. Caso general

$$FS = \frac{3}{\gamma_r H} (c_a \cdot X + c_h \cdot Y) + \left(A - \frac{\gamma_w}{2\gamma_r} Y \right) \tan \phi_h$$

Donde:

C_a y c_h = cohesiones

ϕ_a y ϕ_h = ángulos de fricción

γ_r = Peso unitario de la roca

γ_w = Peso unitario del agua

H = Altura total del bloque

X, Y, A y B dependen de la geometría

ψ_a = Buzamiento de los planos a y b

ψ_i = Buzamiento de la intersección.

$$X = \frac{\text{sen } \theta_{24}}{\text{sen } \theta_{45} \cdot \text{Cos } \theta_{na} \cdot 2}$$

$$Y = \frac{\text{sen } \theta_{13}}{\text{sen } \theta_{35} \cdot \text{Cos } \theta_{NBu} \cdot 1}$$

$$A = \frac{\text{Cos } \psi_a - \text{cos } \psi_h \cdot \text{cos } \theta_{na} \cdot nb}{\text{sen } \psi_i \cdot \text{sin}^2 \theta_{na} \cdot nb}$$

$$B = \frac{\text{Cos } \psi_h - \text{cos } \psi_a \cdot \text{cos } \theta_{na} \cdot nb}{\text{sen } \psi_i \cdot \text{sen}^2 \theta_{na} \cdot nb}$$

b. Talud drenado

$$FS = \frac{3}{\gamma_r H} (c_a X + c_h Y) + A \tan \phi_a + B \tan \phi_b$$

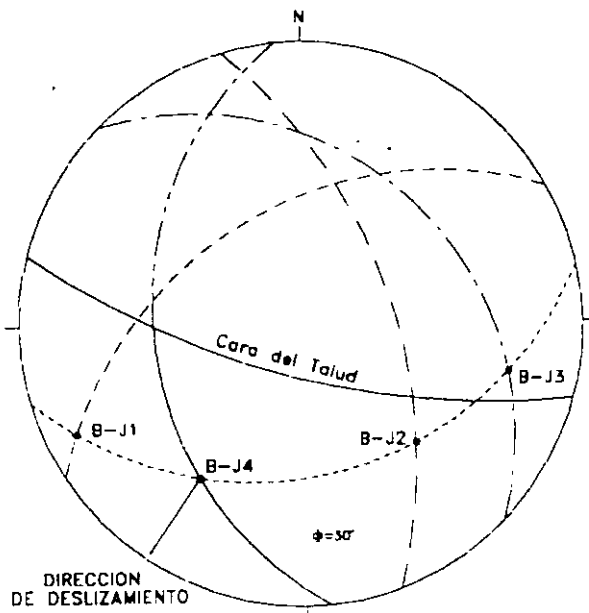
c. Talud no cohesivo

$C = 0$ (solo fricción)

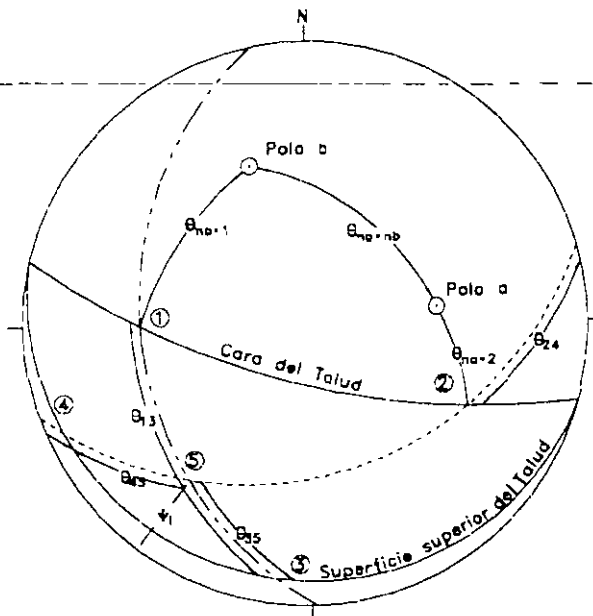
$$FS = A \tan \phi_a + B \tan \phi_b$$

d. Igual ángulo de fricción en los dos planos

$$FS = \frac{\text{sen } \beta}{\text{sen}(\xi/2)} \cdot \frac{\tan \phi}{\tan \psi_i}$$



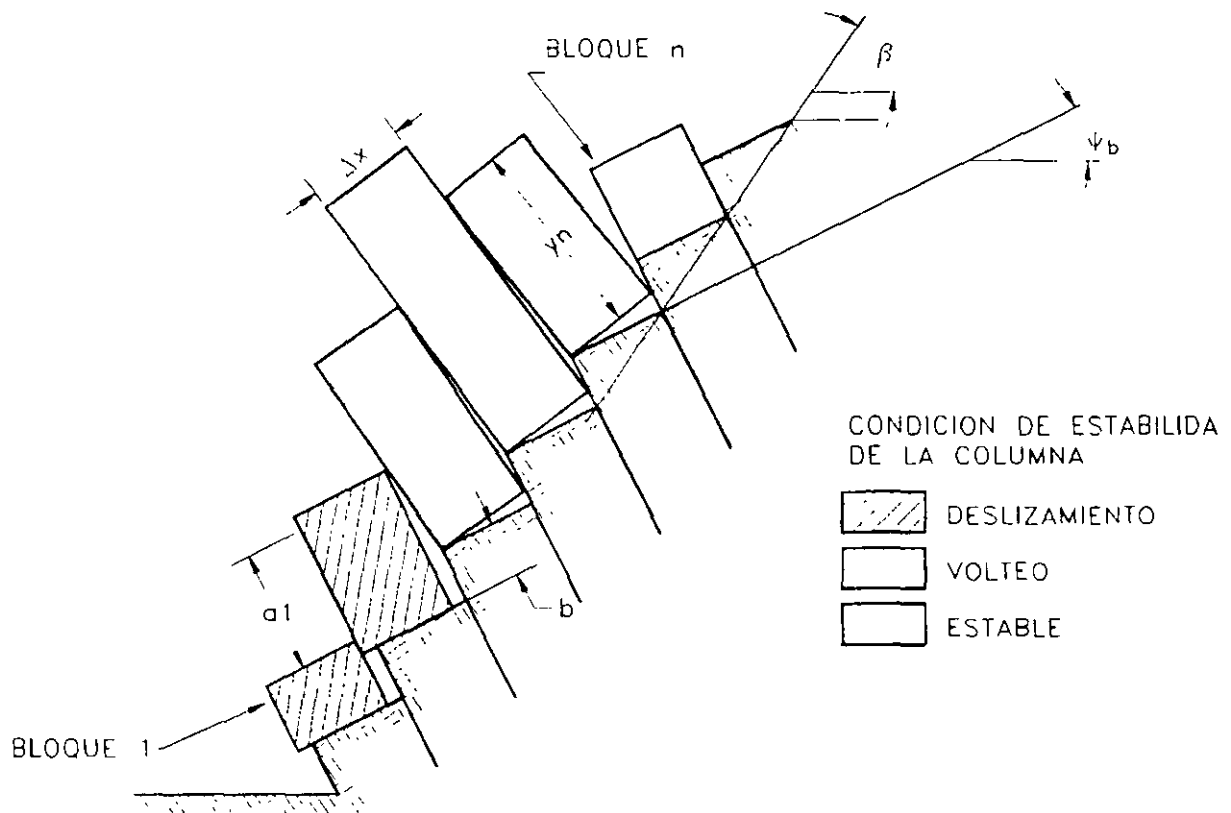
-----	ESTRATIFICACION	DIRECCION	48° / 168°	°	CURA ENTRE
-----	JUNTA 1		53° / 331°		B-J4 ESTRATIFICACION
-----	JUNTA 2		64° / 073°		Y JUNTA 4
-----	JUNTA 3		42° / 045°		
-----	JUNTA 4		45° / 265°		
-----	SUPERFICIE DEL TALUD		76° / 196°		



-----	PLANO a	MEDIDAS DE ANGULOS	
-----	PLANO b	$\theta_{24} = 58^\circ$	$\theta_{nb-1} = 54^\circ$
		$\theta_{45} = 42^\circ$	$\theta_{na-2} = 26^\circ$
		$\theta_{35} = 41^\circ$	$\theta_{na-nb} = 66^\circ$
		$\theta_{13} = 81^\circ$	$\phi_1 = 35^\circ$

Análisis de falla al volteo

Las fallas al volteo ocurren en masas de roca que están subdivididas en una serie de columnas de gran buzamiento y con rumbo aproximadamente paralelo a la superficie del talud. En la falla al volteo la columna de roca rota alrededor de un punto cerca a la base de la misma columna.



Esquema general de la falla al volteo.

El análisis cinemático requiere para que ocurra volteo, que se presenten las siguientes condiciones:

- El rumbo de las capas debe ser aproximadamente paralelo a la superficie del talud. En ningún caso la diferencia debe ser superior a 20 grados
- El buzamiento debe cumplir la siguiente condición:

$$(90^\circ - \Psi_p) \leq (\Psi_f - \phi_p)$$

Donde:

Ψ_p = Buzamiento de las capas

Ψ_f = Buzamiento de la superficie del talud

ϕ_p = Angulo de fricción a lo largo de los planos.

El procedimiento de análisis no es tan claro como para los otros tipos de falla y se sugiere consultar las referencias de Goodman y Bray (1976) y Hoek y Bray (1981).

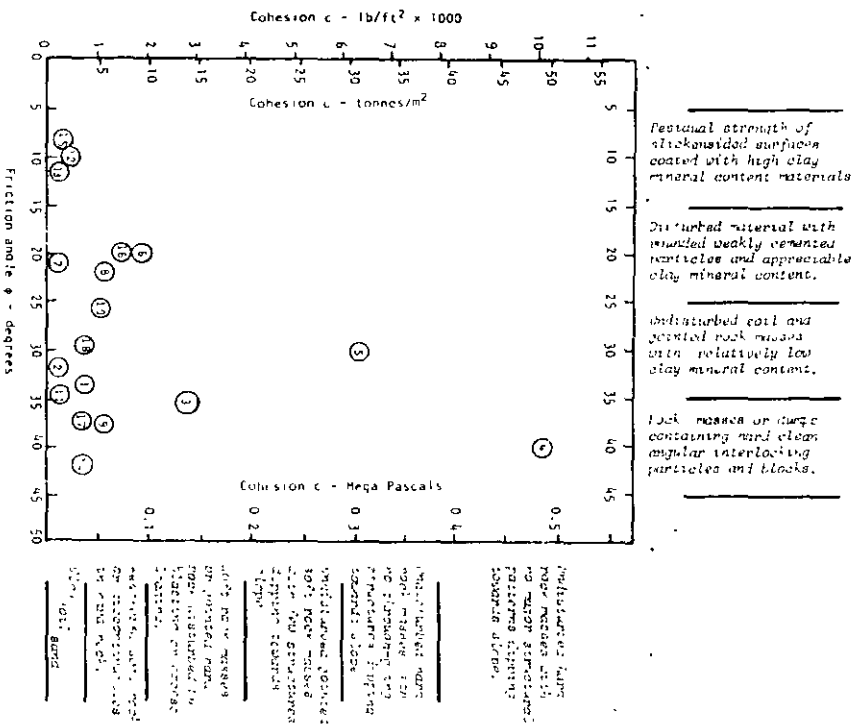


Figure 43 Relationship between the friction angles and cohesive strengths mobilised at failure for the slope failure analyses listed in Table IV

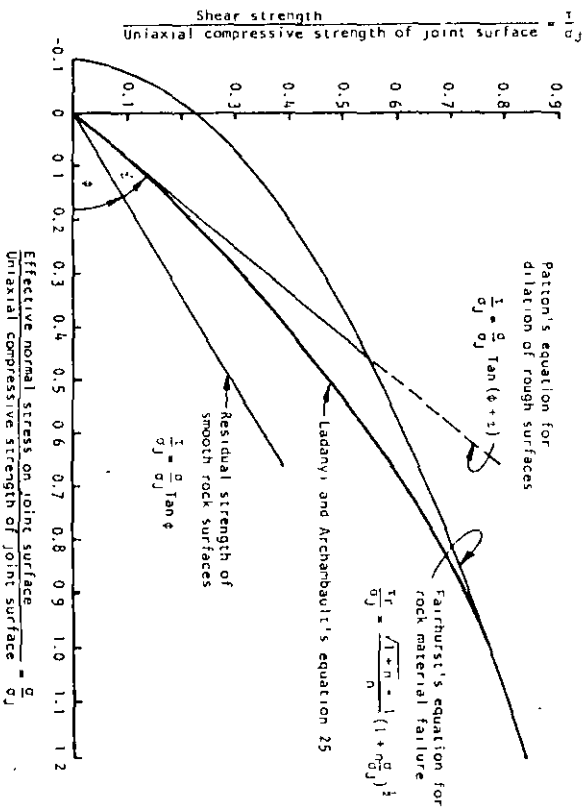


Figure 27 : Transition from dilation to shearing predicted by Ladanyi and Archambault's equation. Plotted for $i = 20^\circ$ and $\phi = 30^\circ$

TABLE III - SHEAR STRENGTH OF FILLED DISCONTINUITIES

Rock	Description	Peak strength		Residual strength		Tested by
		c' kg/cm ²	ϕ°	c' kg/cm ²	ϕ°	
Basalt	Clayey basaltic breccia, wide variation from clay to basalt content.	2.4	42			Ruiz, Camargo Midea and Nieble ¹⁰⁹ .
Bentonite	Bentonite seam in chalk	0.15	7.5			Link ¹¹⁰
	Thin layers	0.9-1.2	12-17			Sinclair and Brooker ¹¹¹
	Triaxial tests	0.6-1.0	9-13			
Bentonitic shale	Triaxial tests	0-2.7	8.5-29			Sinclair and Brooker ¹¹¹
	Direct shear tests			0.3	8.5	
Clays	Over-consolidated, slips, joints and minor shears	0-1.8	12-18.5	0-0.03	10.5-16	Skempton and Petley ¹¹²
Clay shale	Triaxial tests	0.6	32			Sinclair and Brooker ¹¹¹
Clay shale	Stratification surfaces			0	19-25	Leussink and Muller-Kirch-enbauer ¹¹³
Coal measure rocks	Clay mylonite seams, 1.0 to 2.5cm thick	0.11-0.13	16	0	11-11.5	Stimpson and Walton ¹¹⁴
Dolomite	Altered shale bed, approximately 15 cm thick.	0.41	14.5	0.22	17	Pigot and Mackenzie ¹¹⁵
Diorite, granodiorite and porphyry	Clay gouge (2% clay, PI = 17%)	0	26.5			Brawner ¹¹⁶
Granite	Clay filled faults	0-1.0	24-45			Rocha ¹⁰⁵
	Weakened with sandy-loam fault filling	0.5	40			Nose ¹¹⁷
	Tectonic shear zone, schistose and broken granites, disintegrated rock and gouge.	2.42	42			Evdokimov and Saepgin ¹¹⁸
Greywacke	1-2mm clay in bedding planes			0	21	Drozd ¹¹⁹
Limestone	6mm clay layer			0	13	Krsmanovic et al ¹²⁰
	1-2cm clay fillings	1.0	13-14			Krsmanovic & Popovic ¹²¹
	<1mm clay fillings	0.5-2.0	17-21			
Limestone, marl and lignites	Interbedded lignite layers	0.8	38			Salas and Uriel ¹²²
	Lignite/marl contact	1.0	10			
Limestone	Marlaceous joints, 2cm thick	0	25	0	15-24	Bernaix ¹²³
Lignite	Layer between lignite and underlying clay	0.14-0.3	15-17.5			Schultze ¹²⁴
Montmorillonite clay	8 cm seams of bentonite (montmorillonite) clay in chalk.	3.6	14	0.8	11	Eurenus ¹²⁵
		0.16-0.2	7.5-11.5			Underwood ¹²⁶
Schists, quartzites and siliceous schists.	10-15cm thick clay filling	0.3-0.8	32			Serafim and Guerreiro ¹²⁷
	Stratification with thin clay	6.1-7.4	41			
	Stratification with thick clay	3.8	31			
Slates	Finely laminated and altered	0.5	33			Coates, McRorie and Stubbins ¹²⁸
Quartz/kaolin/pyrolusite	Remoulded triaxial tests	0.42-0.9	36-38			

Table 16.6 BASIC FRICTION VALUES OF VARIOUS UNWEATHERED ROCKS OBTAINED FROM FLAT AND RESIDUAL SURFACES

Rock type	Moisture condition	Basic friction value		Reference
		ϕ	$\tan \phi$	
<i>A. Sedimentary Rocks</i>				
Sandstone	Dry	26-35	0.49-0.70	Patton 1966
Sandstone	Wet	25-33	0.47-0.65	Patton 1966
Sandstone	Wet	29	0.55	Ripley and Lee 1962
Sandstone	Dry	31-33	0.60-0.65	Krsmanovic 1967
Sandstone	Dry	32-34	0.62-0.67	Coulson 1972
Sandstone	Wet	31-34	0.60-0.67	Coulson 1972
Sandstone	Wet	33	0.65	Richards 1973
Shale	Wet	27	0.51	Ripley and Lee 1963
Siltstone	Wet	31	0.60	Ripley and Lee 1963
Siltstone	Dry	31-33	0.60-0.65	Coulson 1972
Siltstone	Wet	27-31	0.51-0.60	Coulson 1972
Conglomerate	Dry	35	0.70	Krsmanovic 1967
Chalk	Wet	30	0.58	Hutchinson 1972
Limestone	Dry	31-37	0.60-0.75	Coulson 1972
Limestone	Wet	27-35	0.51-0.70	Coulson 1972
<i>B. Igneous Rocks</i>				
Basalt	Dry	35-38	0.70-0.78	Coulson 1972
Basalt	Wet	31-36	0.60-0.73	Coulson 1972
Fine-grained granite	Dry	31-35	0.60-0.70	Coulson 1972
Fine-grained granite	Wet	29-31	0.55-0.60	Coulson 1972
Coarse-grained granite	Dry	31-35	0.60-0.70	Coulson 1972
Coarse-grained granite	Wet	31-33	0.60-0.65	Coulson 1972
Porphyry	Dry	31	0.60	Barton 1971
Porphyry	Wet	31	0.60	Barton 1971
Dolerite	Dry	36	0.72	Richards 1973
Dolente	Wet	32	0.62	Richards 1973
<i>C. Metamorphic Rocks</i>				
Amphibolite	Dry	32	0.62	Wallace <i>et al.</i> 1970
Gneiss	Dry	26-29	0.48-0.55	Coulson 1972
Gneiss	Wet	23-26	0.42-0.49	Coulson 1972
Slate	Dry	25-30	0.47-0.58	Barton 1971
Slate	Dry	30	0.58	Richards 1973
Slate	Wet	21	0.37	Richards 1973

Note This list of data has been compiled mainly from Barton⁸

A more general empirical description of peak shear strength has been suggested by Barton⁸:

ESTABILIDAD DE TALUDES Y SU RELACIÓN CON EL SUBDRENAJE

Ing. Sergio R. Herrera Castañeda

1.- Introducción

El término **subdrenaje** se refiere a todos aquellos trabajos o tratamientos que se realizan en el interior de la masa de suelo o roca y que tienden a reducir la presión del agua (despresurización del terreno), con el objeto de incrementar la estabilidad del talud.

Por lo general, el subdrenaje es un tratamiento que se complementa con otros que se realizan en la superficie del talud para evitar la infiltración de agua, estos tratamientos superficiales en ocasiones son tan efectivos como el propio subdrenaje.

La presión del agua y no la cantidad de agua en el interior del terreno es, salvo algunas excepciones, el principal factor que afecta la estabilidad de un talud. Sin embargo, no es el único, por lo que en ocasiones es necesario realizar otros tratamientos complementarios, como son los de protección superficial, anclajes e instrumentación.

El papel que juega el conocimiento geológico del terreno en el diseño de los tratamientos es de primera importancia, lo mismo sucede cuando se requieren realizar análisis de estabilidad. Esto es, se necesita de la base principal que da origen al problema para poder entenderlo y darle solución.

El tipo de suelo o roca que forma el talud, el grado de intemperismo de las rocas, la presencia de planos de estratificación y fracturamiento, **el agua en el subsuelo** y las propiedades de los materiales involucrados, son algunos de los aspectos geológicos importantes que se requieren para evaluar correctamente las condiciones de estabilidad de un talud y para diseñar los tratamientos preventivos y correctivos aplicables.

En realidad el **subdrenaje** es solo uno de los varios tratamientos de tipo correctivo de que disponen los ingenieros para asegurar la estabilidad de un talud, pero quizás es uno de los más importantes.

2.- Geología y mecanismos de falla en taludes

Para evaluar la importancia del subdrenaje en la estabilidad de un talud así como la forma más conveniente de aplicarlo, es necesario primero determinar cual es el mecanismo de falla potencial que se desarrollará en el sitio.

Los suelos por lo general presentan un mecanismo de falla tipo **circular** y en ocasiones tipo falla **plana** cuando se trata de suelos residuales conteniendo estructuras heredadas, figuras 1a y b.



a)



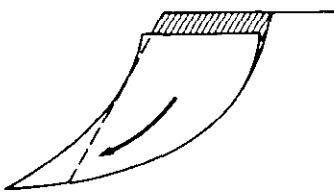
b)

Figura 1 Falla tipo circular en taludes formados por roca ígnea extrusiva muy fracturada (a), y en rocas areniscas y lutitas muy alteradas b)

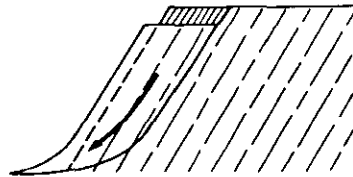
Los macizos rocosos también pueden fallar en forma circular cuando las rocas se encuentran en un estado de alteración avanzado o sumamente fracturadas

Además de este tipo de falla, las rocas pueden fallar por **volteo**, condición que rara vez se presenta en los suelos. También, las rocas pueden fallar por deslizamiento de bloques sobre un plano en forma de falla plana o bien, cuando se interceptan dos o más discontinuidades y la línea de intersección tiene salida hacia la excavación, la forma de falla es tipo **cuña**, figura 3a,b,c y d.

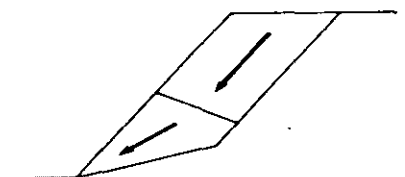
Los principales tipos de fallas en suelos y rocas se muestran en la figura 2.



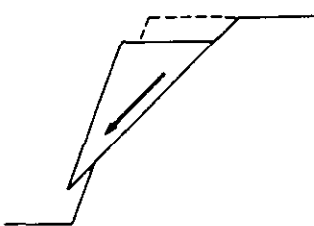
Falla circular



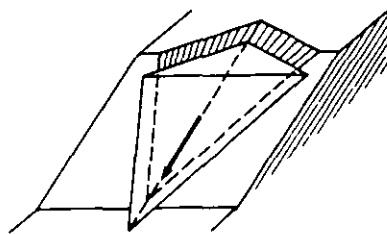
Falla no-circular



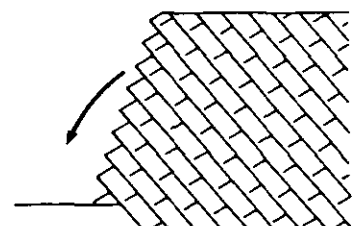
Falla poligonal



Falla plana



Falla en cuña

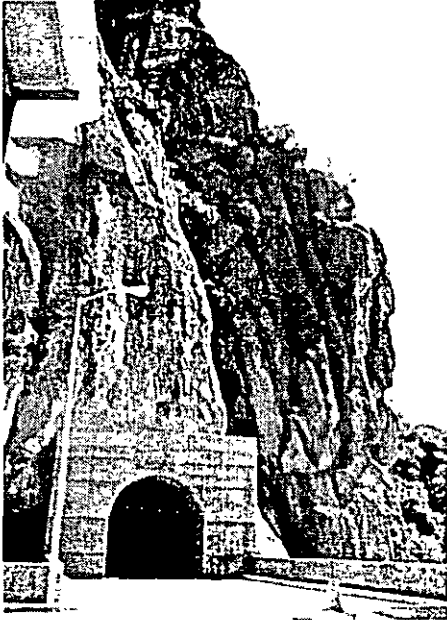


Falla por volteo

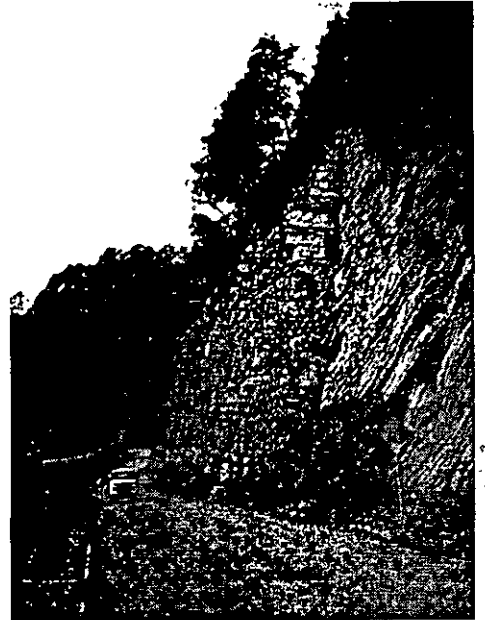
Figura 2. Principales tipos de falla de taludes

La superficie de falla en los suelos por lo general atraviesa el propio material que los forma, aprovechando las zonas donde el esfuerzo cortante resistente es menor al actuante.

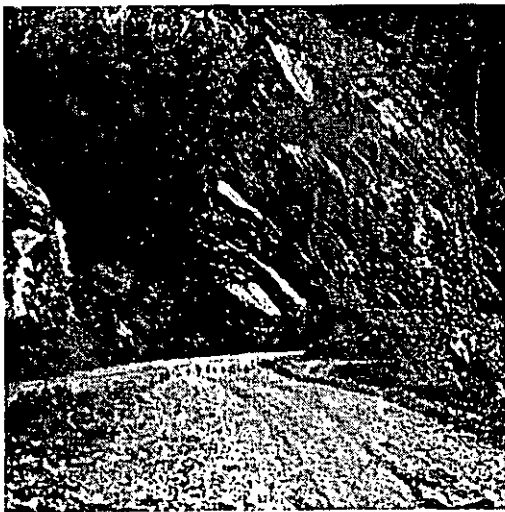
Con excepción de la falla circular, los macizos rocosos siempre fallan siguiendo las discontinuidades preexistentes, donde la resistencia al esfuerzo cortante es más baja. Estas discontinuidades están representadas por planos de estratificación, fracturas, fallas geológicas antiguas, diaclasas de enfriamiento, superficies de contacto, esquistosidad y foliación, entre otras.



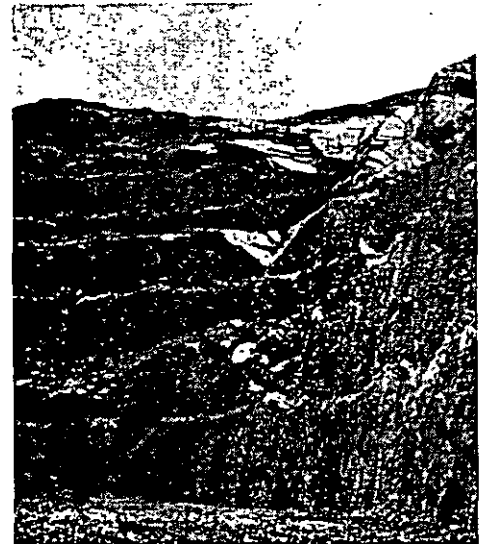
a)



b)



(c)



(d)

Figura 3. Falla potencial por volteo en granito (a) y en rocas calizas con estratificación horizontal, falla plana (c) en rocas areniscas y falla tipo cuña (d) en rocas areniscas

y lutitas fracturadas

Los diversos mecanismos de falla se producen por varios factores a saber: características estructurales geológicas del terreno, resistencia de los suelos y rocas involucradas y las características de las fuerzas externas (magnitud y dirección), como son las sísmicas, hidrostáticas y las debidas al peso propio.

Los modos de **falla rotacional** como el circular y el no-circular, son característicos de la mayoría de los suelos y también de las rocas cercanas a la superficie, generalmente afectadas por los procesos de intemperismo. La falla circular puede presentarse en masas de roca intensamente fracturadas al grado tal que pueden ser consideradas como isotrópicas. La superficie de falla corre aproximadamente paralela al límite entre la roca alterada y donde esta empieza a estarlo menos, por ello es posible que se desarrollen superficies tipo no-circular, tal como se muestra en la figura 3

Las **fallas de translación** como la plana, se producen taludes donde el deslizamiento se desarrolla sobre un solo plano, para que cinemáticamente sea posible esto, se deben satisfacer dos condiciones:

- a) el plano de falla debe aflorar en la cara del talud y su echado debe ser menor que la inclinación de este.
- b) deben existir las condiciones topográficas o de fracturamiento del terreno, para que se puedan definir los límites laterales del deslizamiento.

La presencia de grietas de tensión en la parte superior del talud, incrementa la inestabilidad debido a que se produce un empuje hidrostático por atrás de la masa deslizante y adicionalmente se incrementa la fuerza de subpresión en el plano de falla

Cuando un bloque inestable transmite la fuerza en desequilibrio a otro estable se tiene el caso de un sistema de falla formado por bloques activo y pasivo. En este tipo de sistema pueden estar involucrados más de dos bloques.

Las cuñas son por lo general bloques de roca en forma de tetraedro delimitados lateralmente en su base por dos planos de fracturamiento. También la estratificación puede constituir uno de estos planos. Para que una cuña se pueda movilizar es necesario que la línea producida por la intersección de los planos en su base aflore en la cara del talud. Las características de resistencia al esfuerzo cortante en cada plano por lo general son distintas.

Los taludes escarpados constituidos por rocas con fracturamiento vertical o sub-vertical, suelen presentar falla por volteo. Las columnas o bloques tabulares de roca puede presentar planos de rotura paralelos a su base, lo que facilita su rotación. Cuando estos planos presentan inclinación hacia la excavación, puede presentarse un movimiento mixto de volteo y deslizamiento. Cuando el agua penetra en las fracturas verticales que forma las columnas, produce empuje hidrostático atrás estas provocando su volteo.

En la figura 4 se presentan algunos casos de falla de taludes y laderas naturales asociados a los tipos de roca y su estructura geológica más común.

3.- Influencia del agua subterránea

Una excavación a cielo abierto produce un desequilibrio natural de las fuerzas actuantes en el sitio. El agua presente en el subsuelo producirá fuerzas que pueden ayudar al desequilibrio, dependiendo de las condiciones geológicas específicas del sitio y de las del agua.

El agua en los suelos puede causar problemas de inestabilidad en tres formas principalmente

- a) El suelo puede estar saturado y mostrar un nivel freático alto en estado natural. Esto puede dar signos de inestabilidad antes de realizar cualquier excavación.
- b) El suelo no muestra signos de inestabilidad natural, pero tiene un nivel freático cercano a la superficie, esta condición puede presentar dos casos extremos:
 - 1º. Cuando el suelo es granular y permeable
 - 2º. Cuando el suelo es totalmente cohesivo e impermeable

Entre estos dos extremos se pueden tener muchas variaciones en la composición de los suelos con propiedades intermedias y por ello también se pueden tener tratamientos intermedios a los que se aplicarían en cada caso extremo.

- c) El agua en el suelo puede existir y fluir a través de estratos permeables junto con otros impermeables en la masa de suelo.

Cuando los estratos permeables son gruesos y están claramente identificados, el agua contenida en ellos fluye sobre la superficie del siguiente estrato inferior impermeable, esto puede causar una superficie lubricada por donde se inicie la falla del talud.

Cuando el estrato permeable es muy delgado se pueden desarrollar altas presiones en ellas y producirse la falla. Estas capas delgadas pueden parecer insignificantes cuando se recuperan en los sondeos de exploración pero son planos potenciales de debilidad dentro de la masa de suelo.

El patrón del flujo de agua en los macizos de roca está controlado principalmente por la geología estructural, porque en la mayoría de ellos el flujo ocurre a través de las discontinuidades más que por la roca intacta.

Puesto que las discontinuidades se presentan generalmente en sistemas que tienen una orientación dada, la permeabilidad de las rocas variará con la dirección, (anisotropía respecto a la permeabilidad). En cierto tipo de rocas la permeabilidad depende también del nivel de esfuerzos a la que están sometidas, ya que influye en el grado de apertura de las discontinuidades.

Los taludes por lo general están formados por una zona de suelo en la parte superior y de roca en la inferior con diversos grados de alteración. La parte formada por roca puede contener una o más litologías cada una con distinta permeabilidad y el flujo del agua estar controlado por la distribución de estas zonas.

Las estructuras geológicas mayores como las fracturas o fallas, pueden tener un efecto significativo en el flujo de agua en el terreno, por ejemplo, las que contienen material de relleno impermeable como la arcilla, impiden el flujo y son la causa del incremento de la presión del agua atrás de estos planos. Por otra parte, las que contienen rellenos granulares o diques ígneos muy fracturados pueden formar zonas de elevada permeabilidad general, concentrando el flujo del agua subterránea y drenando eficientemente la roca en esa zona, figura 5

Entre estas dos condiciones se pueden tener casos intermedios. La red de flujo resultante de esta intercalación compleja de zonas con diferente permeabilidad, es que las fallas pueden tener una variedad de efectos sobre el flujo de agua y sobre la distribución resultante de la presión actuante en una superficie potencial de falla.

Es clara entonces la necesidad de conocer y prestar especial atención de las estructuras geológicas mayores localizadas cerca del talud. Por lo anterior, se requiere de una buena descripción de los suelos y de las rocas que constituirán el talud, que incluya la identificación individual de cada tipo, las estructuras que los afectan y la descripción de las condiciones del agua en el subsuelo.

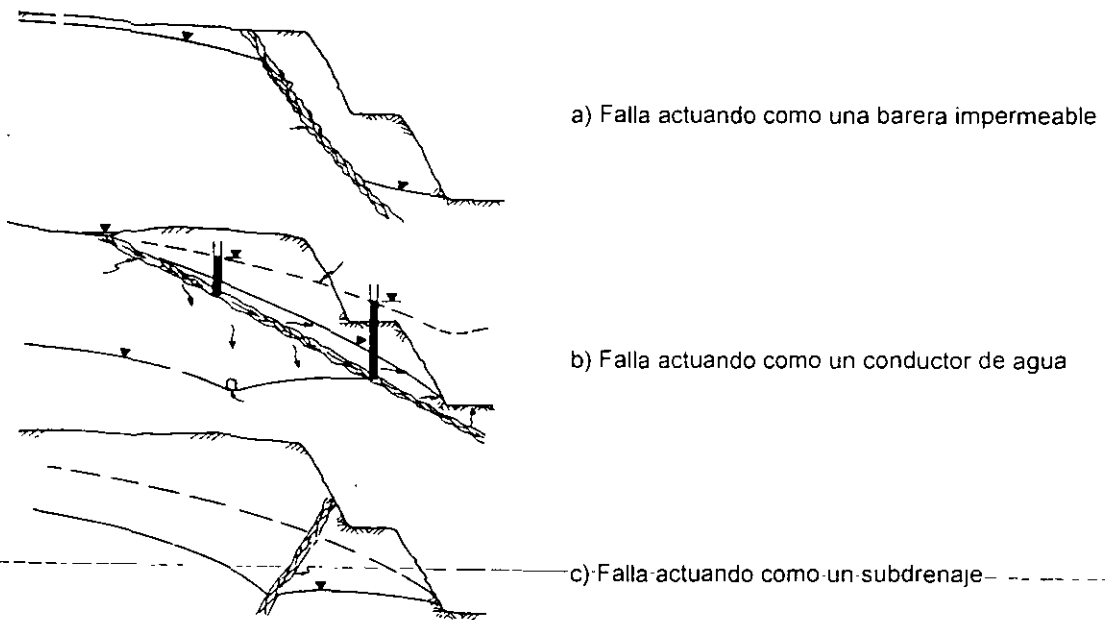


Figura 5. Influencia de las fallas en las condiciones del agua subterránea

La geología estructural regional, la topografía y el clima de la zona donde se pretende realizar una excavación a cielo abierto, son también indicadores de la recarga potencial del terreno y su influencia en la estabilidad del talud.

Otro aspecto importante relacionado con la inestabilidad es la fluctuación del nivel del agua en el subsuelo.

Dependiendo de la estructura geológica del área donde se ubica el talud, puede existir un nivel de agua de tipo local y/o bien el nivel de aguas freáticas de carácter regional. Ambos pueden influir en la estabilidad de un talud en forma local o general, dependiendo de la altura de la excavación. Los niveles de agua tipo local están por lo general restringido a la época de lluvias.

Los niveles del agua subterránea fluctúan más rápidamente en terrenos formados por rocas fracturadas que en la mayoría de los suelos, lo anterior debido al porcentaje de vacíos contenidos en cada uno. En los suelos la distribución del agua se efectúa en forma más o menos uniforme, mientras que en las rocas se concentra en las discontinuidades.

El incremento del nivel del agua en un macizo rocoso, al presentarse una lluvia abundante, puede ser varias veces mayor que en un suelo. Dicho de otra forma, se requiere poca cantidad de agua para llenar los espacios vacíos presentes en las discontinuidades para que se produzca elevada presión hidrostática

4.- Resistencia al esfuerzo cortante del terreno

La principal influencia de la presión del agua en la estabilidad de un talud es reduciendo la resistencia al esfuerzo cortante a lo largo de planos preestablecidos o potenciales.

La presencia del agua también puede provocar inestabilidad por medio del empuje hidrostático que actúa en planos o discontinuidades que no están sometidas a esfuerzo cortante, como son las grietas de tensión o fracturas subverticales que se desarrollan atrás del talud.

La presencia del agua tiene un efecto deletéreo sobre la resistencia al corte de los suelos y algunas superficies de roca, traduciéndose esto en un valor menor del ángulo de fricción y de cohesión. En pruebas de resistencia a la compresión simple de núcleos de roca ensayadas en condiciones secas y saturadas, se observa un decaimiento en la resistencia entre 10% y 40%, dependiendo del tipo de roca. En menor porcentaje esto también ocurre en su resistencia al corte, por ello es importante emplear en los análisis ángulos de fricción obtenidos a partir de muestras ensayadas en condiciones saturadas.

La resistencia al esfuerzo cortante de las discontinuidades de un macizo rocoso es una característica mecánica fundamental que deben conocerse para fines de diseño de excavaciones en roca. La resistencia al esfuerzo cortante de la roca intacta es con mucho superior a la que se desarrolla a lo largo de discontinuidades, por ello los problemas de deslizamientos y deformabilidad básicamente se presentan en las fracturas y sus rellenos.

Tanto en los suelos como en las superficies de falla de las rocas, la resistencia al esfuerzo cortante se establece con base en el criterio de Coulomb donde la **resistencia máxima** al corte está definida por la ecuación 1.

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \phi_{\max} + c \dots\dots \text{Ec.1}$$

Donde

- τ es el esfuerzo resistente al corte
- σ es el esfuerzo normal al plano ensayado
- ϕ_{\max} es el ángulo de fricción máximo
- c es la cohesión

Cuando ya han ocurrido desplazamientos tangenciales en la masa de suelo o roca, la resistencia se reduce a la **resistencia residual**, donde la resistencia debida a la cohesión del material ha desaparecido totalmente, entonces la ecuación de resistencia adquiere la forma siguiente, Ec.2:

$$\tau_{\text{res}} = \sigma \operatorname{tg} \phi_{\text{res}} \dots\dots \text{Ec 2}$$

Donde:

- τ_{res} es el esfuerzo resistente al corte residual
- σ es el esfuerzo normal al plano ensayado
- ϕ_{res} es el ángulo de fricción residual

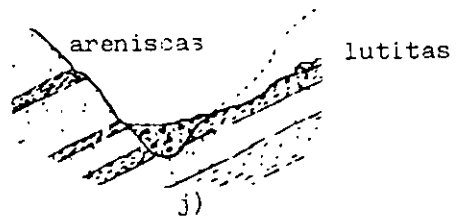
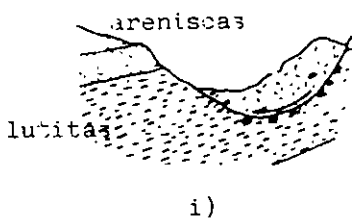
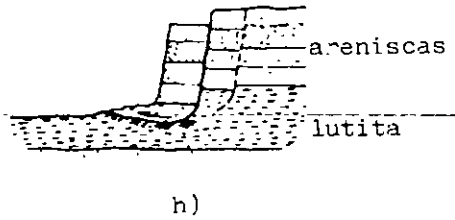
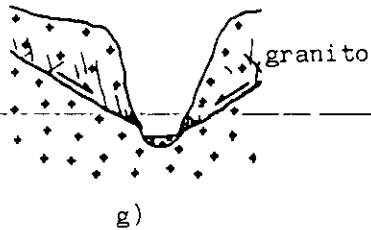
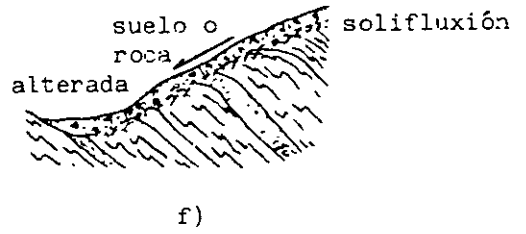
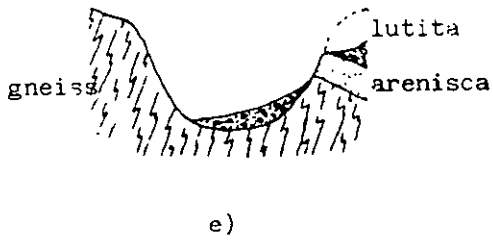
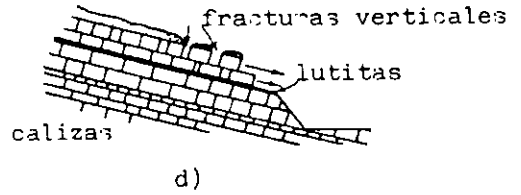
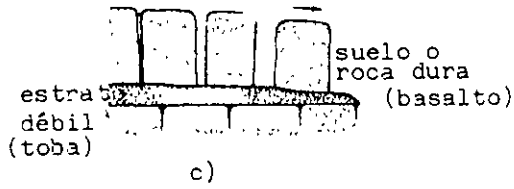
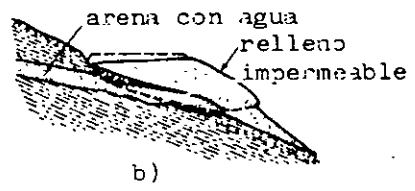
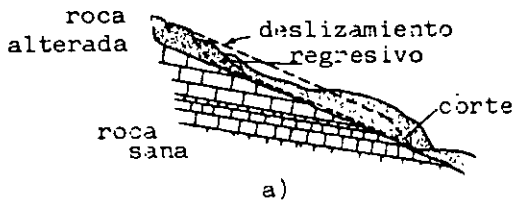


Figura 4 Algunos casos geológicos de falla de taludes y laderas naturales

La influencia más importante de la presencia de agua en la discontinuidad es la reducción del esfuerzo cortante debido a la reducción del esfuerzo normal, entonces la ecuación adopta la forma Ec 3:

$$\tau_{\max} = (\sigma - u) \operatorname{tg} \phi_{\max} + c \dots\dots \text{Ec 3}$$

o

$$\tau_{\text{res}} = (\sigma - u) \operatorname{tg} \phi_{\text{res}} \dots\dots\dots \text{Ec 4}$$

Donde:

- τ es el esfuerzo resistente al corte
- σ es el esfuerzo normal al plano ensayado
- u es la presión del agua en la discontinuidad o presión de poro
- φ es el ángulo de fricción
- c es la cohesión

Los métodos para incorporar las condiciones del agua en el subsuelo en los cálculos de estabilidad, se muestran en las figuras 6.

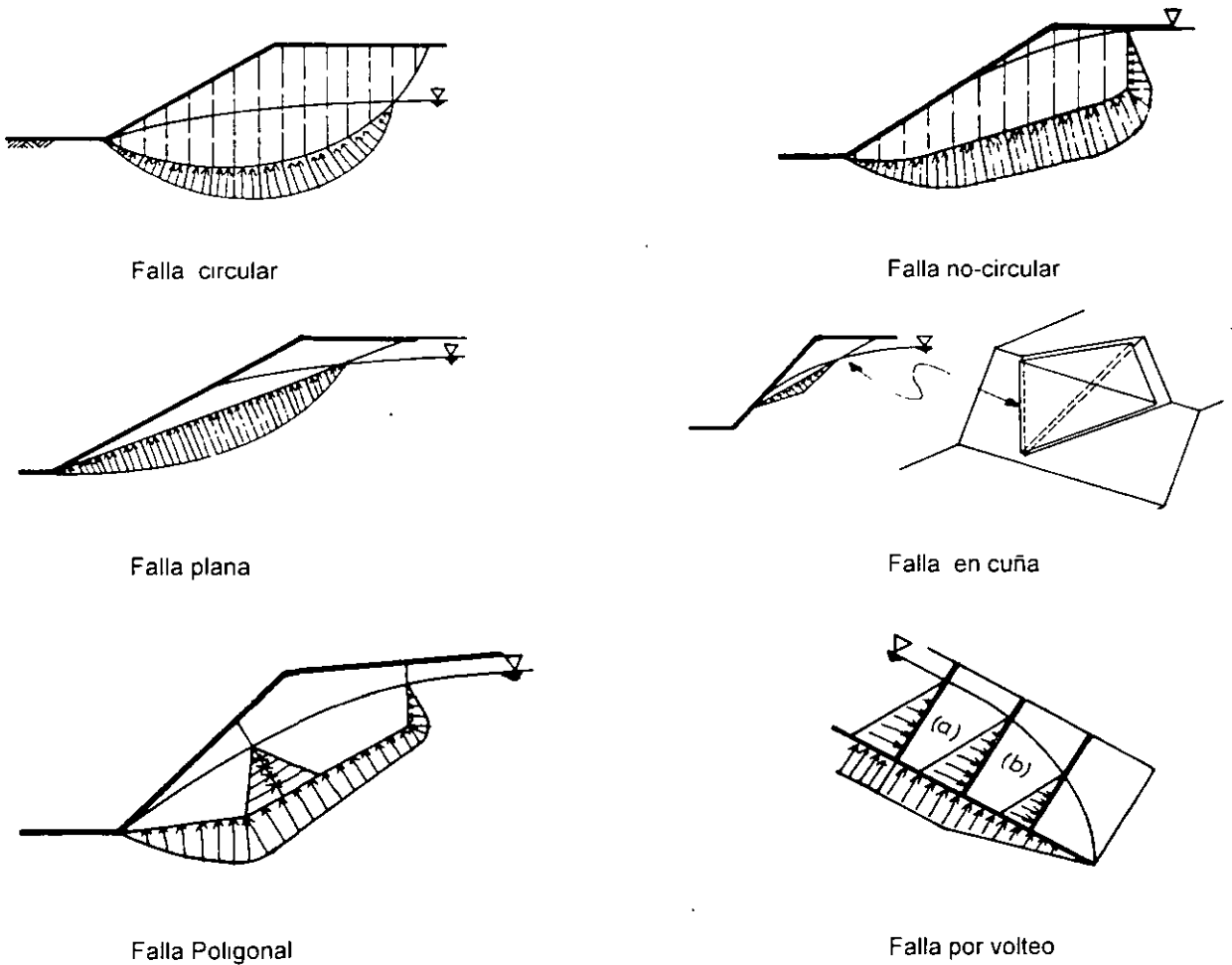


Figura 6. Métodos para introducir los datos de las condiciones del agua subterránea en los análisis de estabilidad

Cuando se requiere del análisis tridimensional de un talud, por ejemplo la falla tipo cuña, el uso de la malla de proyección estereográfica es una herramienta muy útil que permite manejar y calcular las fuerzas actuantes sobre los planos en forma espacial, sobre todo aquellas debidas al agua que actúan normales a las caras de la base del bloque tetraédrico

5.- Subdrenaje o despresurización

El método que se emplea con más frecuencia para el control de la presión del agua subterránea es el subdrenaje o despresurización del terreno.

La influencia de este tratamiento en la estabilidad es máxima cuando se reduce la presión del agua en el entorno del talud antes de que se produzcan movimientos de éste durante la excavación, porque se aprovecha la resistencia al corte máxima del terreno (no alterada por desplazamiento en la superficie de falla)

Para definir la extensión del terreno que requiere drenaje se debe determinar la o las probables zonas de debilidad o el plano de falla potencial, en función de la geología y del nivel del agua subterránea

Las formas o sistemas de subdrenaje de taludes son los siguientes, ver figura 7

- trincheras excavadas para captar el agua abajo y arriba de la superficie del talud
- perforaciones para drenaje, horizontales o con inclinación ascendente cercana a la horizontal
- pozos de bombeo verticales localizados atrás del hombro del talud
- galerías de drenaje con o sin abanicos de drenaje

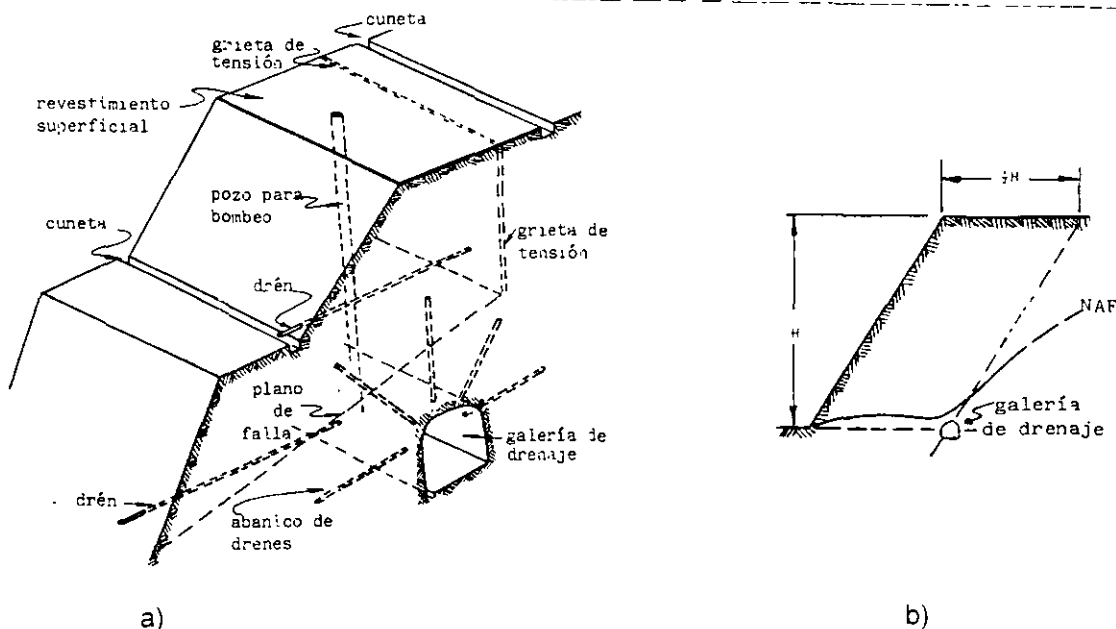


Figura 7.
a) Sistemas de subdrenaje de un talud,
b) Localización óptima de una galería de drenaje.

La selección del sistema de subdrenaje por emplear en un talud depende de la geometría del talud (básicamente su altura), de la geología y permeabilidad del terreno, así como de consideraciones de tipo económicas y de operación. Ver tabla 1.

TABLA 1. CARACTERISTICAS DE LOS SISTEMAS DE SUBDRENAJE DE TALUES

METODO DE DRENAJE	ESCALA DEL TALUD (Altura)	TIPO DE SUELO O ROCA	DETALLES DE INSTALACIÓN
TRINCHERAS DE DRENAJE	Pequeña (1 – 15 m)	Suelos y rocas blandas	Se extienden hasta los estratos permeables y se rellenan con material drenante Se pueden emplear en el piso de la excavación para evitar levantamiento del terreno
BARRENOS HORIZONTALES	Media (15 – 150 m)	Rocas duras y no erosionables	Ligeramente inclinados hacia arriba Se perforan por rotoperCUSión En rocas erosionables se protegen con PVC o geotextil Por lo general de 75 mm de diám y espaciados de 2 a 12 m
POZOS VERTICALES PARA BOMBEO	Media (> 15 m)	Todo tipo de rocas	De 15 a 50 cm de diám Prof igual a 1.2 x h del talud Espaciamiento de acuerdo al diseño Con bomba de turbina o sumergible instalada
GALERIAS DE DRENAJE	Alta (> 150 m)	Rocas que se autosoporten	Sección pequeña 2.5 x 2.5 m Con cuneta lateral en el piso y pendiente pequeña hacia el exterior Puede ser paralela o perpendicular al talud Con abanicos de drenes a cada 6 a 12 m

En macizos rocosos fisurados, por lo general las perforaciones de drenaje recién ejecutadas muestran cantidad de agua apreciable y con presión, sin embargo este gasto inicial va disminuyendo paulatinamente con el tiempo porque los planos de fracturamiento se descargan y despresurizan. Solo durante la época de lluvias, cuando el terreno se recarga, vuelven a mostrar pequeñas cantidades de agua. Por lo anterior, el trabajo que realizan los drenes no debe valorarse en función de la cantidad de agua que sacan, sino en la garantía de que la presión atmosférica está dentro del terreno perforado

Los drenes suelen reducir su eficiencia con el tiempo debido a precipitación de sales de calcio en el interior impidiendo la salida del agua que fluye por las fisuras, por ello es necesario el mantenimiento periódico o bien la protección externa empleando tubos en forma de "U" que impiden la entrada de aire al barreno, condición necesaria para que se precipiten las sales

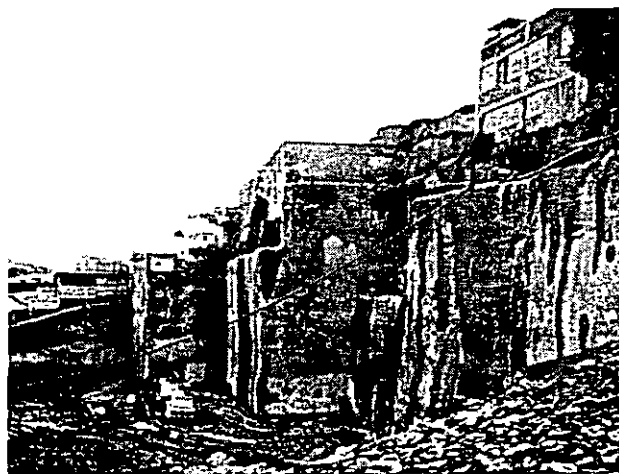


Figura 8. Talud vertical en lutitas, protegido con concreto lanzado y drenes profundos de 75mm de diámetro y 6 a 15 m de longitud.

Para evitar que el agua pluvial tenga acceso al terreno atrás del talud y produzca problemas de inestabilidad, se recurre con frecuencia también a la protección superficial mediante la colocación de membranas impermeables o capas de arcilla que impiden la infiltración del agua en la parte superior del talud.

La superficie del talud también se puede proteger con mortero o concreto lanzado para evitar tanto la infiltración del agua como la erosión superficial, figura 9. Cuando se cubre la superficie del talud con concreto lanzado deben perforarse drenes cortos que penetren 10 o 15 cm en el terreno, para evitar la acumulación de agua atrás del lanzado y se generen presiones hidrostáticas que pueden producir su desprendimiento.

Es indispensable la construcción de cunetas y contracunetas a lo largo de todo el talud que ayuden a conducir el agua pluvial hacia zonas donde no se infiltre al terreno o bien pueda producir daños por erosión superficial, figura 9.

Cuando un talud contiene una o varias bermas, éstas deben cubrirse con un material impermeable (por lo general losas de concreto) y contar con cunetas con suficiente pendiente lateral para desalojar el agua de lluvia en forma expedita.

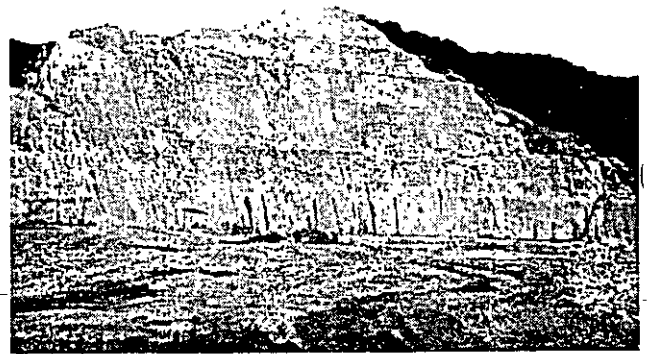
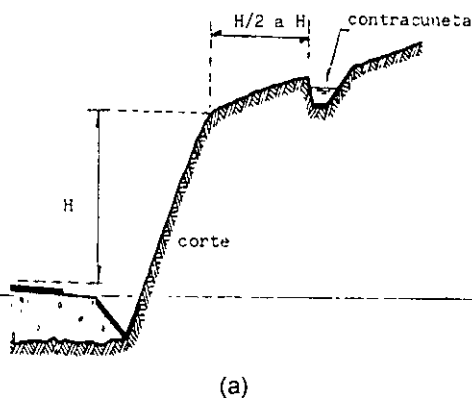


Figura 9. a) Localización óptima de contracunetas en un talud
b) Protección superficial del talud con concreto lanzado

Otros tratamientos que contribuyen a la estabilidad de un corte implican la remoción del agua de la zona en la cual puede ser crítica. En algunos casos es mejor evitar que el agua llegue a las zonas críticas por medio de la creación de barreras impermeables localizadas atrás y retirada de la superficie del talud. Las pantallas o barreras son aceptables donde existen materiales blandos donde la erosión interna se puede desarrollar, causada por el incremento del flujo de agua inducida por los drenes.

Los métodos más usuales para construir estas barreras son.

- a) inyección de cemento para crear pantallas impermeables
- b) excavación de trincheras rellenas con concreto o asfalto
- c) pantallas de bombeo

6.- Instrumentación piezométrica

En taludes de altura importante la distribución de la presión del agua en el subsuelo, debe de determinarse antes de realizar los cálculos de estabilidad. Esto requiere de mediciones directas y en zonas representativas de toda la masa, empleando para ello piezómetros, figura 10.

Las cargas piezométricas, tanto en los suelos como en las rocas, pueden variar en forma considerable de un punto a otro, por ello los piezómetros deben contar con varias cámaras de medición localizadas en puntos específicos o a distintas profundidades, para definir las condiciones de la presión del agua en todo el conjunto.

Las cámaras se deben localizar con referencia a la geología, particularmente donde se localizan estratos permeables o intersección de estructuras mayores, y deben quedar apropiadamente selladas para que las mediciones representen las condiciones del sitio instrumentado. Los piezómetros abiertos sin cámaras rara vez proporcionan información realista del terreno

En casos especiales de taludes de gran altura es necesario colocar un número importante de piezómetros para contar con una razonable cantidad de información que permita su evaluación y análisis.

Las mediciones se realizan por lo general en forma periódica, y se deben programar para conocer la influencia de la época de lluvias en la variación del nivel del agua local o del freático regional.

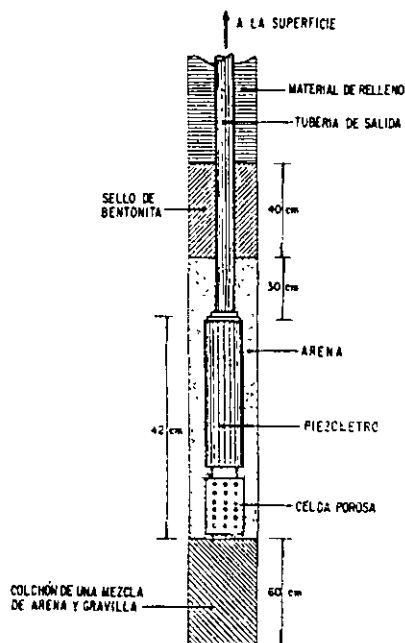


Figura 10 Piezómetro tipo Casagrande

En cortes a cielo abierto de gran altura, los sistemas de subdrenaje se deben complementar con instrumentación piezométrica.

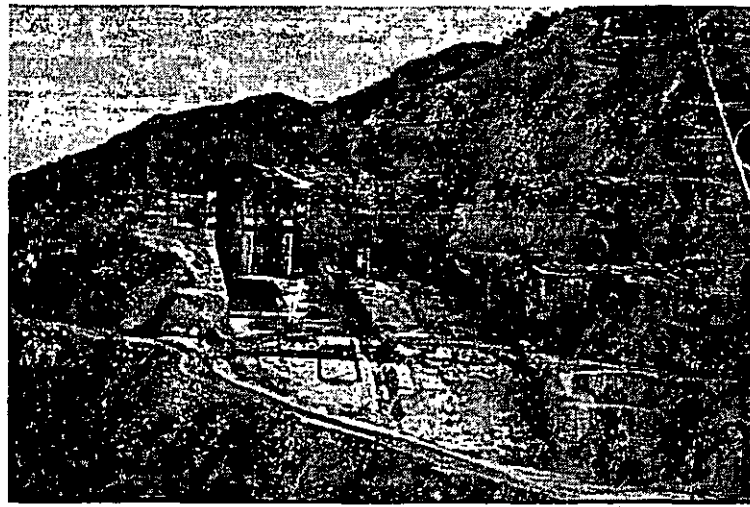


Figura 11. Galería de drenaje y talud izquierdo del vertedor de la central hidroeléctrica Aguamilpa, Nay

En la figura 11 se muestra el talud de 180 m de altura del vertedor de la central hidroeléctrica Aguamilpa, Nay. El subdrenaje está constituido por una galería de 600 m de longitud la cual corre paralela al talud a unos 60 m atrás de la superficie. Se complementa el sistema con abanicos de drenes perforados desde la galería y por perforaciones externas horizontales de 6 a 20 m de longitud.

Antes de que diera inicio a la excavación, se perforaron 12 barrenos de exploración de 120 a 150 m de profundidad y se habilitaron como piezómetros cada uno con 2 o 3 cámaras de medición, localizadas en las zonas que se consideraron geológicamente problemáticas.

El principal objetivo del sistema de subdrenaje era el de abatir el NAF lo suficientemente atrás de la cara del corte para evitar problemas de inestabilidad a corto y largo plazo. El objetivo de la instrumentación piezométrica fue el de verificar la eficacia del subdrenaje, permitiendo estimar la densidad de perforaciones así como su mejor orientación para cortar las estructuras geológicas más presurizadas, en este caso particular, las estructuras son cuerpos tabulares fracturados de rocas intrusivas (diques), que se emplazaron en el principal sistema de fracturas que corre paralelo al corte y con inclinación hacia la excavación. El NAF se abatió hasta lograr tener un nivel semejante al que se muestra en la figura 7b.

CURSOS 2007

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN Y
DESARROLLO DE EDUCACIÓN EN LÍNEA
(CIDEL)**

**CURSO
GEOLOGIA**

CV-142

DEL 9 AL 13 DE ABRIL DEL 2007

Instructores:

Ing. Sergio R. Herrera Castañeda.

Ing. Javier Rendón Huerta.

Ing. Gilberto Silva Romo

COMISIÓN FEDERAL DE ELECTRICIDAD



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Gilberto Silva Romo

DIVISIÓN DE EDUCACIÓN CONTINUA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

MÉXICO, D.F.



10 DE ABRIL DE 2007

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Geología Estructural es la disciplina geológica que estudia la arquitectura de los cuerpos rocosos, tanto sus características geométricas como el origen de los arreglos que adoptan.

ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

Definimos una **Estructura Geológica** como el arreglo espacial y temporal particular que guardan los componentes rocosos o un conjunto rocoso. Las estructuras geológicas se caracterizan con base en aspectos geométricos como su: Forma, Distribución, Tamaño, Relaciones, Orientación, Tipo de material, etc. Las estructuras geológicas se dividen en **Primarias** y en **Secundarias**, como se observa en la Tabla 1. Las estructuras geológicas condicionan el comportamiento de los materiales rocosos en una obra de ingeniería civil y la acumulación y presencia de recursos naturales tales como el petróleo y el agua.

ESTRUCTURAS PRIMARIAS

Las estructuras primarias pueden ocurrir en rocas sedimentarias y en rocas ígneas. Son aquellas que se originan tempranamente en las rocas como resultado de su depósito o de su emplazamiento. El reconocimiento de las estructuras primarias permite establecer el orden en que se acumularon los cuerpos rocosos. Se puede reconocer la cima de estratos con base en la presencia de estructuras primarias de origen orgánico (Icnofósiles) o mediante el arreglo geométrico que adoptan los componentes de las rocas por los procesos de transporte durante la acumulación de los sedimentos y por la modificación temprana del arreglo de los sedimentos antes de su litificación.

Estructuras primarias en rocas sedimentarias

Las estructuras primarias en las rocas sedimentarias son rasgos singenéticos que pueden ocurrir en la base, en la cima o en el interior de un estrato.

Estrato: Es la estructura primaria por excelencia. El estrato es un volumen de roca por lo general sedimentaria, con forma tabular que se distingue de los estratos adyacentes por la presencia de discontinuidades físicas (**superficies de estratificación**).

Estructuras primarias en las superficies de estratificación por exposición sub-aérea

- Grietas por desecación
- Impresiones de lluvia
- Moldes de cristales
- Huellas de vertebrados

Estructuras primarias por deformación de sedimentos blandos

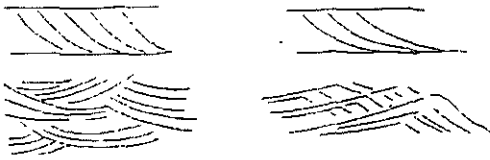
- Estructuras de carga
- Pseudonódulos ("ball and pillow")
- Estructuras de flama

- Estratificación convoluta
- Estructura de plato (Dish structure)
- Volcanes de arena
- Burst-throughs
- Estructuras sedimentarias definidas por el arreglo interno de los estratos
- Gradación granodecreciente
- Gradación granocreciente
- Estratificación cruzada

Tabla 1. ESTRUCTURAS GEOLOGICAS

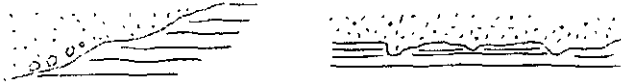
Primarias		Secundarias
En rocas ígneas		En rocas sedimentarias
Intrusivas	Extrusivas	Cualquier tipo de roca
<i>Diques</i> <i>Mantos (sills)</i> <i>Lacolito</i> <i>Facolito</i> <i>Lopolito</i> <i>Tronco (stock)</i> <i>Batolito</i>	<i>Derrames:</i> <ul style="list-style-type: none"> • pahoehoe • acordelada • en bloque • pilow lava • aa <i>Volcanes</i> <ul style="list-style-type: none"> • escudo • estratovolcán • cinerítico • Caldera • Domo • Diaclasas 	<i>Estratificación:</i> <ul style="list-style-type: none"> • tabular • gradada • cruzada • lenticular • flaser • convoluta <i>Imbricación</i> <i>Marcas de Carga</i> <i>Grietas de Desecación</i> <i>Huellas de Lluvia</i> <i>Marcas de Base</i> <i>Rizaduras:</i> <ul style="list-style-type: none"> • Oscilación • Corriente
		<i>Pliegues:</i> <ul style="list-style-type: none"> • Anticlinal • sinclinal • anticlinorio • sinclinorio • monoclinal <i>Fallas:</i> <ul style="list-style-type: none"> • normal horst graben • inversa cabalgadura sobrecorrimiento napa clippa ventana tectónica • lateral izquierda derecha <i>Fracturas</i>

cross-stratification (all scales: cross bedding, cross lamination, etc)



truncated tops, curved bases

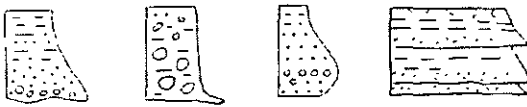
erosional structures (all scales: channel scours, micro scours, etc)



sole marks (grooves, tools, flutes, loads and associated features)

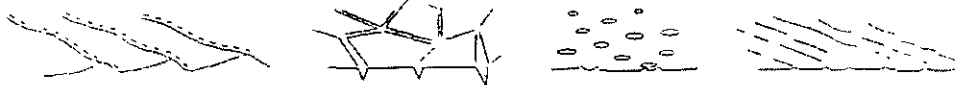


grading (graded beds/laminae) and structural sequences (Bouma, Stow, etc)



normal grading common but reverse / symmetrical grading also occurs

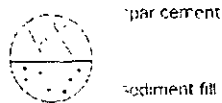
surface marks (ripples, desiccation cracks, rain drops, lincation, footprints, etc)



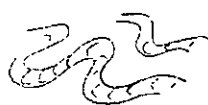
water-escape structures (dishes, burst-throughs, sand volcanoes)



geopetals



grazing trails (bed surface)



fossils in growth position eg. stromatolite



cleavage / bedding relationships

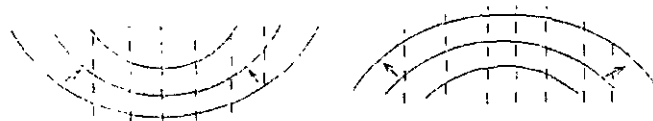


Figura 1. Estructuras primarias que permiten conocer la cima y base de los estratos.

Estratificación Cruzada: Es una estructura sedimentaria de arreglo interno que se expresa por la presencia de capas delgadas o laminares diagonales a las superficies de estratificación.

Estratificación Gradada: Es una estructura sedimentaria de arreglo interno en las rocas clásticas que se caracteriza por la presencia de granos de diferentes tamaños. En la base gruesos, y conforme se asciende en el estrato, el tamaño de grano es cada vez menor.

Estructuras en rocas ígneas

Las rocas ígneas se forman por la solidificación de un fundido de silicatos que se denomina magma, si la solidificación ocurre en el seno de un volumen rocoso pre-existente, en un ritmo de enfriamiento lento se pueden desarrollar minerales con forma cristalina. El agregado de cristales resultante se denomina roca intrusiva. Cuando la solidificación del magma ocurre en la superficie terrestre, al fundido de silicatos se le denomina lava y a las rocas producto de su enfriamiento rápido se denominan rocas volcánicas o extrusivas.

Estructuras en rocas intrusivas. Las rocas ígneas intrusivas al emplazarse en un volumen rocoso preexistente definen estructuras primarias con base en su forma y en las relaciones geométricas que guardan con los rasgos planares previos.

Si los cuerpos intrusivos son de geometría tabular, se pueden presentar los siguientes casos:

1. El cuerpo es paralelo a los planos previos (por ejemplo de estratificación) entonces la estructura se denomina **manto** o "**sill**".
2. Si el cuerpo tabular no es paralelo a las superficies preexistentes, entonces se trata de un **dique**. La disposición de varios diques puede definir un arreglo radial o anular.
3. En el caso de que las rocas encajonantes se encuentren previamente plegadas; si el intrusivo se emplaza en un pliegue anticlinal, el Intrusivo tabular se denomina **facolito**, si con un sinclinal: **lopolito**. Si el plegamiento se debe al emplazamiento del magma, entonces la estructura se denomina **lacolito**.

Si la unidad intrusiva tiene un área de afloramiento grande y una forma mas o menos equidimensional se denomina **tronco** o "**stock**" si su área es menor a los 100 km² y si el área es mayor a los 100 km² entonces se considera a la estructura como un **batolito**. En la Figura 2 se ilustran las estructuras intrusivas mencionadas.

Rocas volcánicas. Las rocas volcánicas definen estructuras peculiares a su modo de emplazamiento. Los productos volcánicos pueden ser roca fundida (lava) o fragmentos de roca (piroclásticos), la producción de unos o de otros depende principalmente de la composición del magma y de su contenido de gases.

Una **colada o derrame** es una estructura básica en la clasificación estructural de las rocas ígneas extrusivas. Se refiere a una losa de roca que se solidificó en la superficie a partir de la efusión de lava.

Volcán Escudo. Estructura volcánica cónica conformada por numerosos derrames que en conjunto presentan un arreglo radial y que se caracterizan por su poca pendiente.

Estratovolcán. Estructura volcánica de forma cónica conformada por numerosos derrames que aparecen intercalados con productos piroclásticos. Un **estratovolcán** es una estructura poligenética, esto es que se ha edificado por la reiterada actividad volcánica que ocurre por un mismo conducto durante un lapso que puede ser de decenas de miles de años.

Cono Cinerítico. Estructura volcánica de forma cónica conformada principalmente por productos piroclásticos; se trata de una estructura monogenética, esto es que se edifica en una sola fase de actividad volcánica que dura unos cuantos años.

Caldera. Aparato volcánico caracterizado por un cráter (Depresión central) de grandes dimensiones, debido al colapso de la estructura.

Domo. Estructura volcánica producto de la solidificación de magmas muy viscosos (De carácter silíceo), La lava se enfría rápidamente en el punto de emisión y se edifica una estructura con forma de cúpula.

Diaclasas. Son discontinuidades desarrolladas en las rocas ígneas por contracción durante el enfriamiento de la lava.

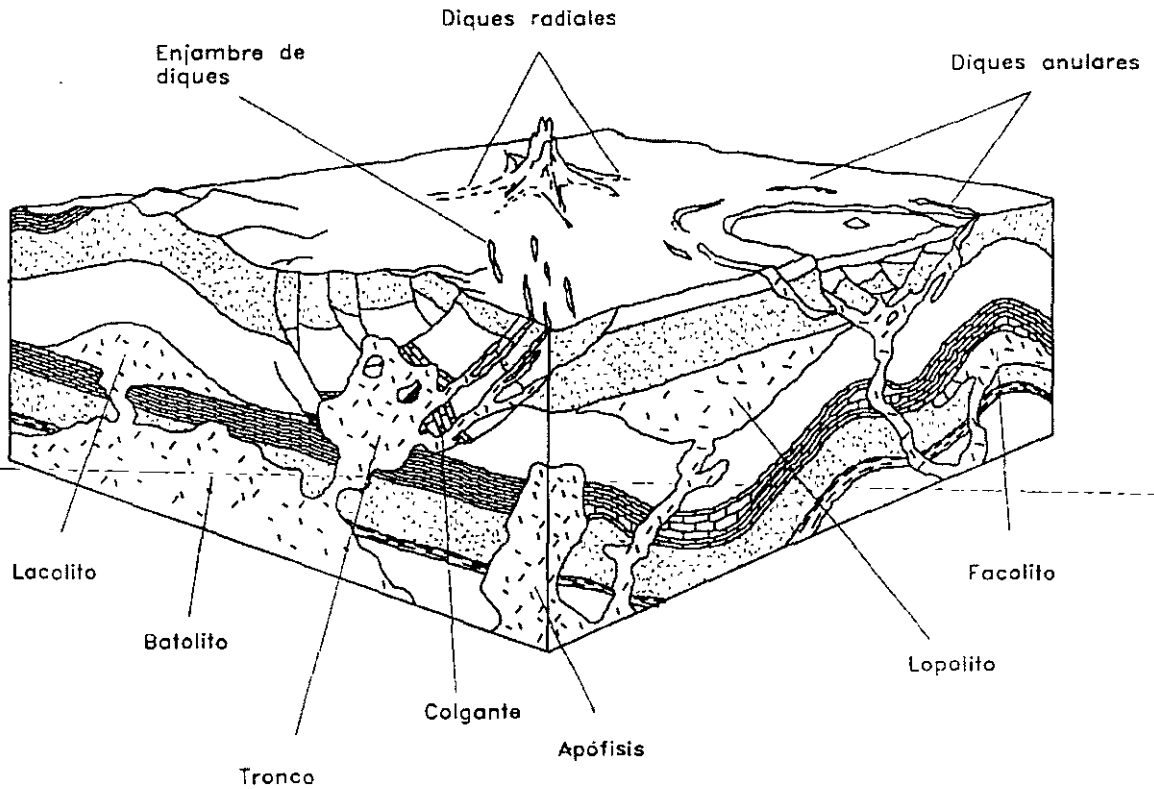


Figura 2. Bloque diagramático que ilustra las distintas estructuras ígneas.

ESTRUCTURAS SECUNDARIAS

Son aquellas estructuras geológicas que adquieren las rocas posteriormente a su litificación como respuesta a cambios en las condiciones de esfuerzo y temperatura, los cambios que experimentan las rocas se expresan como deformación o metamorfismo.

Las estructuras secundarias se pueden desarrollar tanto en las rocas ígneas, como en las sedimentarias o metamórficas, sus características dependen de diversos factores entre otros la propia naturaleza de las rocas sujetas al proceso de deformación.

Deformación

Es la expresión geométrica de la cantidad de cambios causada por la acción de un sistema de esfuerzos sobre un cuerpo.

La deformación puede expresarse de alguna o con una combinación de los siguientes parámetros:

- Traslación.**- Transporte relativo a algún sistema de coordenadas o marco de referencia.
- Rotación.**- que el sistema gire con respecto a algún eje del sistema de coordenadas o marco de referencia.
- Distorsión.**- ocurre un cambio de forma
- Dilatación.**- ocurre un cambio de volumen.

La deformación puede ocurrir en condiciones de bajas temperatura y presión (Campo de la **deformación frágil**), o en condiciones de relativamente altas presión y temperatura (Campo de la **deformación dúctil**).

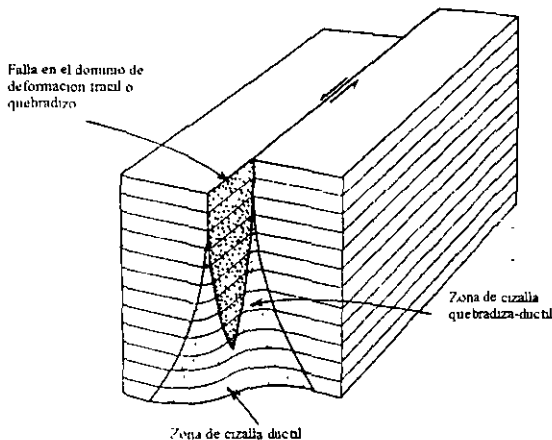


Figura 3. Los campos de la deformación en función de la profundidad en que se desarrollan las estructuras.

Fracturas y Fallas

Con el fin de describir las estructuras definiremos algunos conceptos:

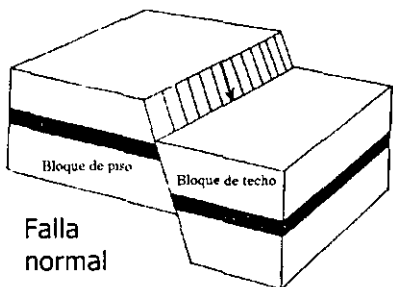
Cada uno de los ámbitos que resultan de una superficie de ruptura se denominan **bloque**, si la superficie de ruptura es horizontal o inclinada, al volumen que queda arriba de la superficie se denomina **bloque de techo** y al volumen inferior se le llama **bloque de piso**.

Bajo el campo de la deformación frágil las rocas se rompen conforme a superficies más o menos planas. Las superficies de ruptura se denominan **fracturas** cuando no se aprecia desplazamiento entre los dos ámbitos definidos por la superficie de fractura, en sentido paralelo a la propia superficie.

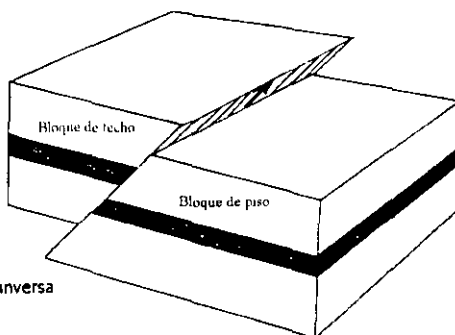
Cuando ocurre desplazamiento en algún sentido paralelo a la superficie de ruptura, esta se denomina como **falla**. Si el movimiento ocurre conforme a la línea de máxima pendiente, la falla será **normal** cuando el deslizamiento es tal que el bloque de techo se desliza hacia abajo (Figura 4), y será **inversa** cuando el bloque de techo se desliza hacia arriba (Figura 5).

El movimiento entre los bloques puede ser **rotacional**; si el movimiento es paralelo al rumbo de la superficie, la falla es **lateral** la cual puede ser **izquierda** (Figura 6) o **derecha**.

En todos los casos, la dirección del movimiento puede estar expresada por rasgos de abrasión (**estrías de falla**) en la superficie de la falla y el sentido del movimiento se puede inferir con base en indicadores cinemáticos como los ilustrados en la Figura 7. Otro rasgo de las superficies de falla es la presencia de materiales triturados asociados al plano de falla (Brecha de falla, cataclasitas, milonitas etc.) Ver Figura 8.



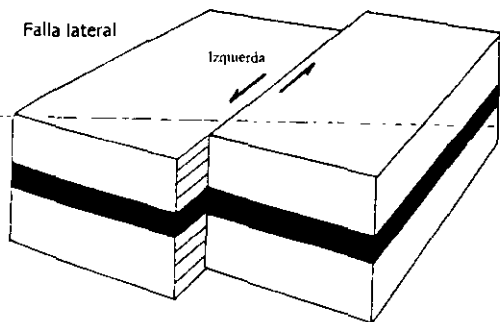
Falla normal



Falla inversa

Figura 4. Bloque diagramático de una falla normal

Figura 5. Bloque diagramático de una falla inversa



Falla lateral

Izquierda

Figura 6. Bloque diagramático de una falla lateral o a rumbo

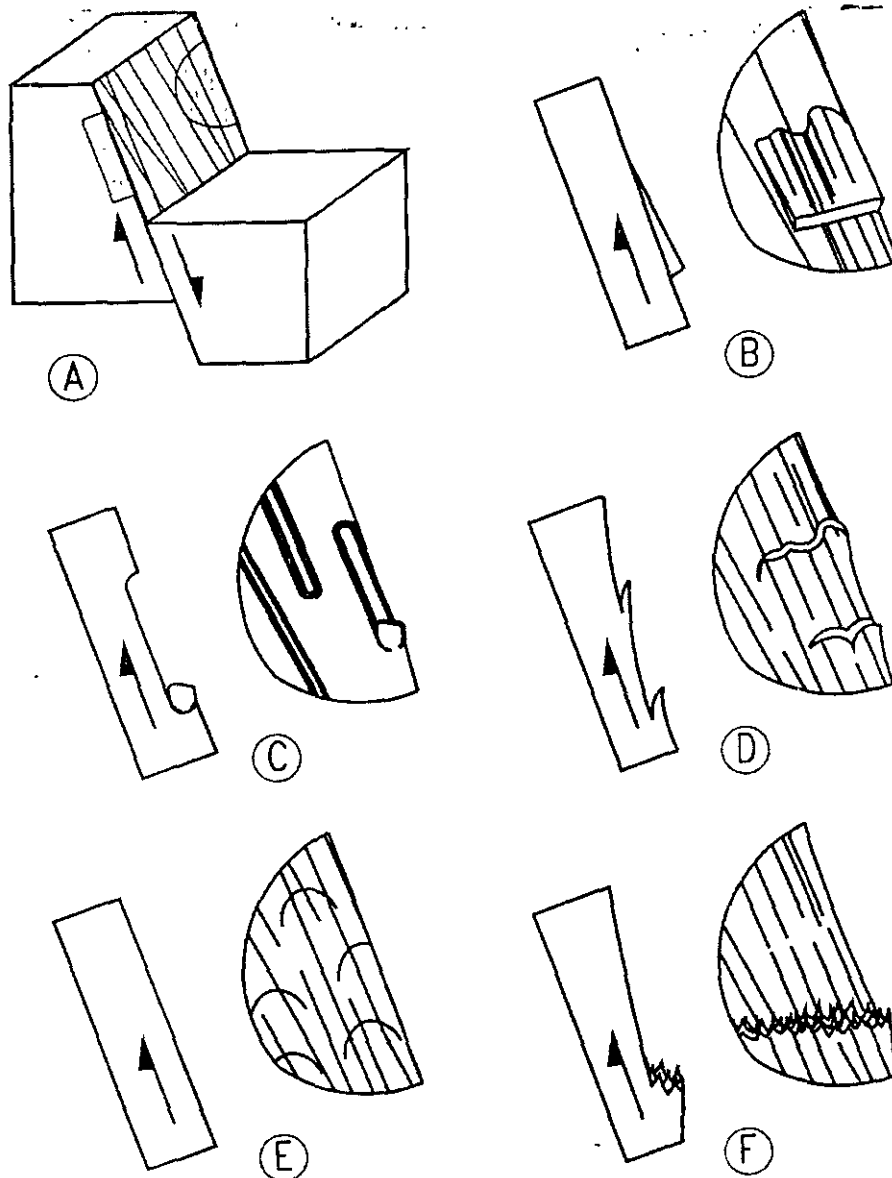
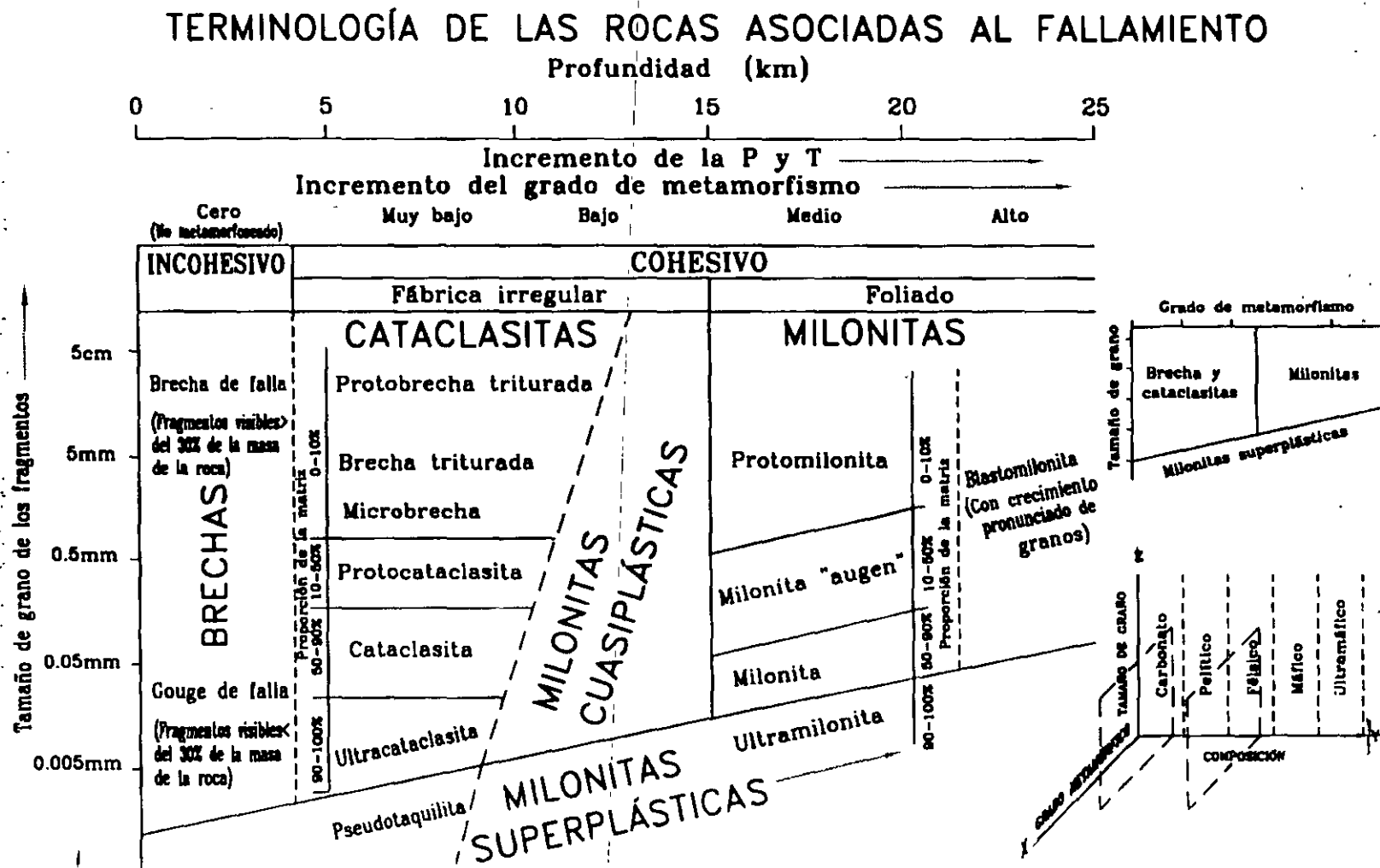


Figura 7 Criterios para definir el movimiento relativo de los bloques de falla. A) Diagrama que muestra el movimiento de la falla, los recuadros se amplían en el resto de la figura para ilustrar distintos rasgos que puede presentar la superficie de falla y expresar el movimiento relativo entre los bloques de la falla. B) Relleno, en forma de cuña, de minerales que crecen durante el desplazamiento, el movimiento del bloque ausente ocurrió en el sentido hacia donde se engruesa la cuña. C) Surco formado por el arrastre de un grano más resistente que la matriz que lo contiene, el grano alojado en un extremo del surco expresa la trayectoria del bloque ausente. D) Grietas en forma de escalón, se forman por el arrastre del material durante el deslizamiento, las grietas se profundizan en el sentido del movimiento del bloque ausente. E) Marcas parabólicas en una superficie de falla pulimentada, el lado cóncavo de las marcas indica el sentido del movimiento del bloque ausente. F) Estilolitas tectónicas como respuesta a un proceso de presión-disolución, ocurre en rocas calcáreas, el sentido del movimiento del bloque faltante es hacia el escalón de la estilolita.

Figura 8. Esquema que presenta las condiciones de formación de las rocas de falla.



Adeplación de Marshak y Mitra, (1988) a partir de Sibson (1977)

PLIEGUES

Si la deformación ocurre en el campo dúctil, las rocas experimentan una modificación en su geometría, modificación que se será posible reconocer cuando los cuerpos rocosos presentaran algún rasgo planar antes de la deformación; por ejemplo, la estratificación.

Una superficie inicialmente plana se observará flexionada. La flexión de un plano se denomina **Pliegue**. Los pliegues son estructuras geológicas que involucran tanto aspectos geométricos como estratigráficos (cronológicos). El pliegue se denomina **anticlinal** cuando las rocas más viejas se observan hacia el lado cóncavo del arqueamiento (núcleo del pliegue). Mientras que en un **sinclinal** las rocas más jóvenes se presentan en el lado cóncavo de la flexión. Si se considera únicamente la morfología del pliegue se pueden reconocer **antiformas** y **sinformas**.

En la Figura 9 las unidades involucradas en los pliegues se refieren a la edad de los cuerpos de más antiguo a más joven, como se representa en la columna. Tomando en cuenta morfología y secuencia estratigráfica en los pliegues, en la Figura 9-A el pliegue del lado derecho corresponde con un **Anticlinal antiforme**, y el del lado izquierdo con un **Anticlinal sinforme**; mientras que en la Figura 9-B corresponden igualmente con un **Sinclinal sinforme** y con un **Sinclinal antiforme**.

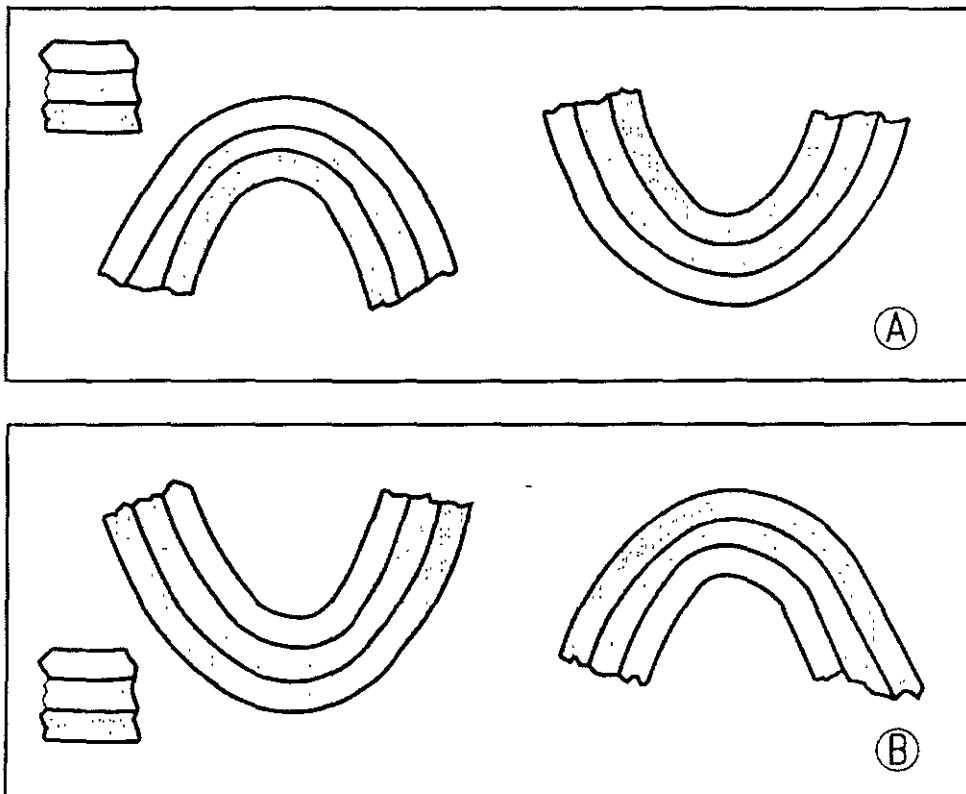
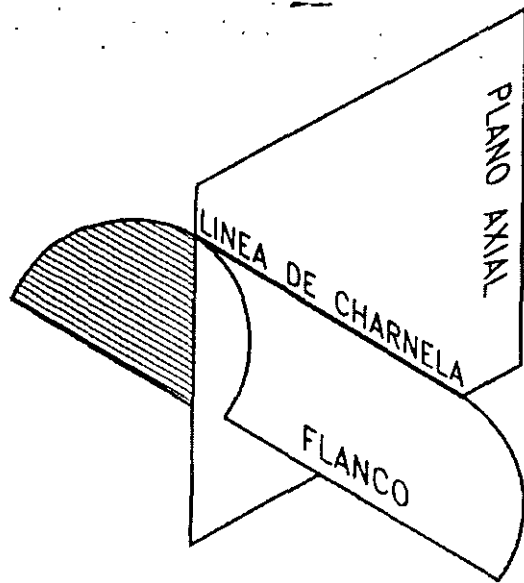


Figura 9 Antiformas y Sinformas. Los pliegues se clasifican como anticlinales y sinclinales con base en la columna estratigráfica involucrada: si consideramos la secuencia propuesta en la figura, los pliegues en (A) corresponden con anticlinales, el de la izquierda por su geometría es un anticlinal antiforme y el de la derecha un anticlinal sinforme. En (B) ambos pliegues son sinclinales, el izquierdo, sinforme y el derecho antiforme.

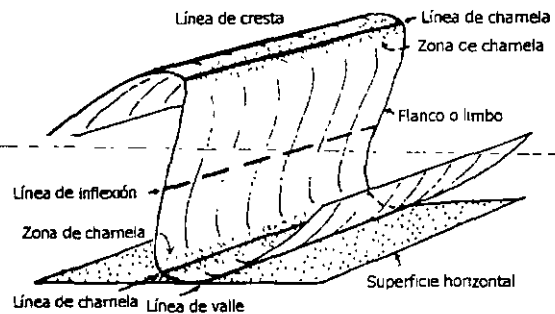
PARTES DE UN PLIEGUE

En la Figura 10. se ilustran los elementos de un pliegue:

- **Flanco.** Cada uno de los lados del pliegue.
- **Cresta.** Es el punto más alto en un anticlinal.
- **Valle.** Es el punto más bajo en un sinclinal.
- **Línea de Charnela.** Línea que pasa por los puntos de máxima curvatura de una misma superficie estructural.
- **Plano axial.** Superficie que contiene a las líneas de charnela de un pliegue
- **Eje.** En un mapa se define como eje de la Estructura, la intersección de la superficie axial con el relieve topográfico.)
- **Punto de Inflexión.** Punto donde una superficie plegada pasa de cóncava a convexa.
- **Longitud de onda.** Distancia horizontal entre cresta y cresta o valle y valle de pliegues contiguos.
- **Amplitud de onda.** Distancia vertical entre el punto de inflexión y la cresta o el valle.



A)



B)

Figura 10. Elementos de un pliegue

MÉTODOS MÁS UTILIZADOS PARA CLASIFICAR PLIEGUES

1. **Por el ángulo entre sus flancos.** Clasificación que incluye como elemento descriptivo el ángulo entre los flancos de un pliegue para describir lo *apretado* o lo *abierto* de la estructura.

ANGULO ENTRE LOS FLANCOS	TIPO DE PLIEGUE	
180° - 120°	SUAVE	
120° - 70°	ABIERTO	
70° - 30°	CERRADO	
30° - 0°	APRETADO	
0°	ISOCLINAL	
Ángulos negativos	DE HONGO	

2. **Por la geometría de sus crestas.** Clasificación descriptiva de los pliegues que se basa en la geometría de sus crestas y/o sus valles, bien sean angulares o redondeadas:
- **Pliegues Kink:** Pliegues con flancos planos con crestas y valles completamente angulares, los flancos de un pliegue kink son de diferente longitud.
 - **Pliegues chevrón:** Pliegues con flancos planos con crestas y valles completamente angulares, con flancos simétricos.
 - **Pliegues de caja:** Son pliegues con crestas y valles angulares, en forma de grecas (Ángulos de aproximadamente 90°)
 - **Pliegues cilíndricos:** Son pliegues con crestas y valles redondeados. semejando una superficie cilíndrica.

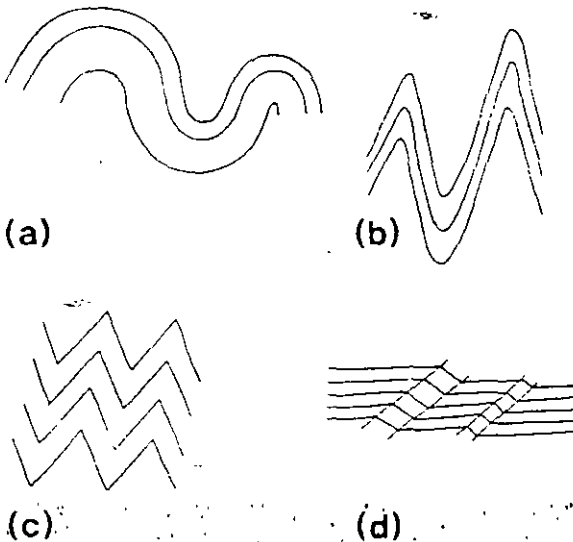


Figura 11. a) Pliegues paralelos. B) Pliegues similares, c) Pliegues chevrón, d) Pliegues Kink

3. **Por la forma y el espesor de las capas** que constituyen un pliegue, estos pueden ser:
- **Pliegues paralelos:** Son aquellos en los que el espesor de sus capas no varía a lo largo del pliegue
 - **Pliegues similares:** Son aquellos en los que la curvatura de las superficies interna y externa de los estratos es idéntica.
 - **Pliegues armónicos:** Son aquellos en donde todas las capas tienen la misma forma.
 - **Pliegues disarmónicos:** Son aquellos cuyas capas adquieren diferente forma.
4. **Clasificación basada en la posición y orientación que presenta la línea de charnela y el plano axial).** En este esquema se considera la posición estructural del plano axial y la línea de charnela, dicha combinación de elementos se presenta en la siguiente tabla:
- 5.

		POSICIÓN DE LA LÍNEA DE CHARNELA		
		Horizontal	inclinado	vertical
POSICIÓN DEL PLANO AXIAL	Vertical	Normal Horizontal	Normal Buzante	Vertical
	Inclinado.	Inclinado Horizontal	Recostado Buzante o Inclinado Buzante	
	Horizontal	Recumbente		

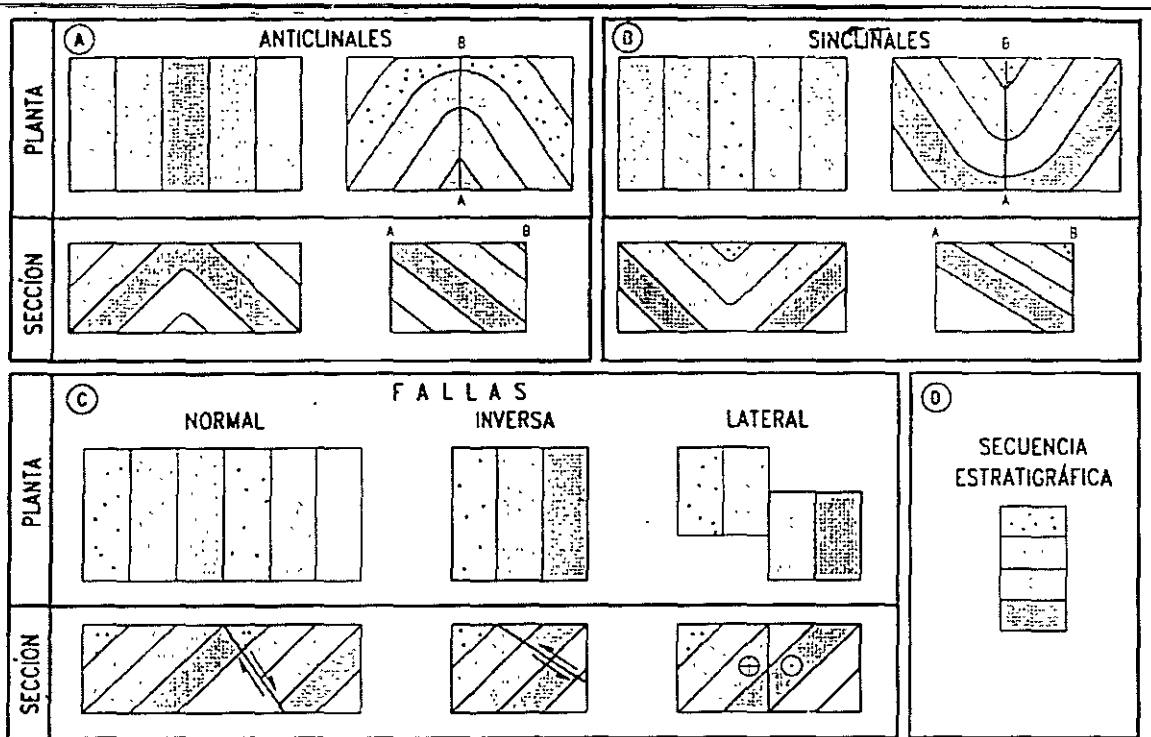
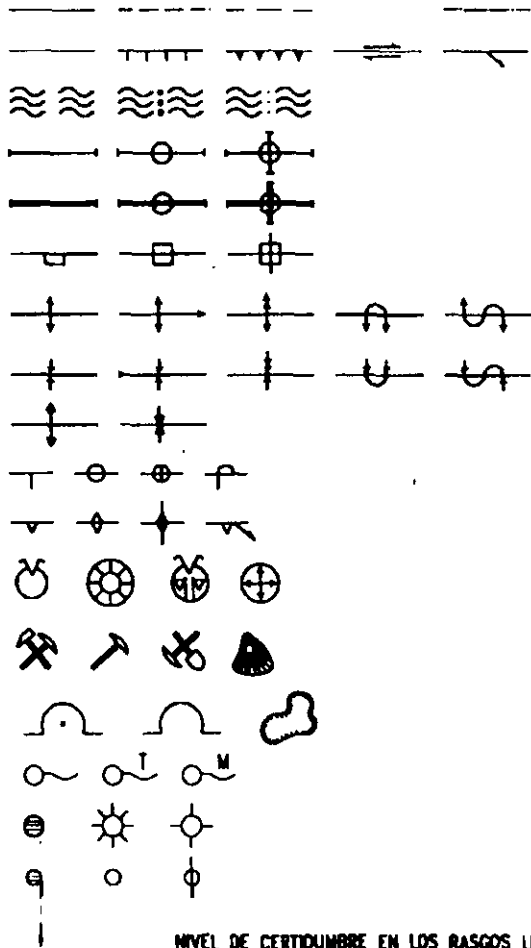


Figura 12. Esquema que ilustra las estructuras geológicas vistas en planta y en sección. a) Pliegues anticlinales. b) Pliegues sinclinales. c) Tipos de fallas d) Sucesión estratigráfica de las unidades involucradas en las estructuras.

Figura 13. Simbología para expresar las estructuras geológicas en un mapa geológico.

SIMBOLOGÍA GEOLÓGICA (En Mapas)



Contacto geológico verificado, aproximado, inferido, cubierto, difuso

FALLA sin clasificar, normal, inversa, lateral, con dirección de deslizamiento

ZONA DE FALLA, brechada, milonificada

DIQUE, vertical, horizontal

VETA, vertical, horizontal

FRACTURA inclinada, vertical, horizontal

ANTICLINAL, buzante, asimétrico, recostado, sinforme

SINCLINAL, buzante, asimétrico, recostado, antifforme

ANTIFORME, SINFORME (Pliegues con secuencia estratigráfica desconocida)

RUMBO Y ECHADO de estratificación, vertical, horizontal, invertido

RUMBO Y ECHADO de foliación, vertical, horizontal, con dirección de lineación

VOLCÁN, CONO CINERÍTICO, VOLCÁN ESCUDO, DOMO

MINA, CATA, BANCO DE MATERIAL, TERRERO a escala

CANTERA activa, inactiva, a escala

MANANTIAL, termal, mineral

POZO PETROLERO aceite, gas, seco

POZO DE AGUA no artesiano, artesiano, seco

NIVEL DE CERTIDUMBRE EN LOS RASGOS LINEALES: Se ejemplifica con los tipos de línea en la simbología de los contactos geológicos.
 NIVEL DE CERTIDUMBRE EN LOS VALORES ANGULARES: 45° medido, ~45° aproximada, 30° -45° rango de valores.

Glosario

RELATIVAS AL TEMA

Fracturas. Son discontinuidades aproximadamente planares que separan bloques de roca entre los cuales no ha ocurrido desplazamiento en ninguna dirección paralela al plano de la discontinuidad.

Fallas. Son discontinuidades que separan bloques de roca donde ha ocurrido desplazamiento de bloques con movimiento paralelo a la superficie de la discontinuidad.

Horst. Estructura positiva delimitada por dos fallas normales, también se le denomina pilar

Graben. Estructura negativa semejante a una cuenca delimitada por dos fallas normales

Cabalgadura. Falla inversa en la cual el desplazamiento entre los bloques fue entre 1 y 10 Km.

Sobrecorrimiento. Falla inversa con desplazamiento entre los bloques de 10 y 40 Km.

Nappa. Falla inversa con desplazamiento entre los bloques mayor a los 40 Km.

Decollement. Falla inversa en la cual el desplazamiento se debe a un proceso gravitatorio

Klippe. Se dice del bloque alóctono (de techo) en una falla inversa que aparece rodeado por un afloramiento continuo del bloque de piso.

Ventana Tectónica. Rasgo de carácter erosivo formado en una falla inversa que consiste en el afloramiento del bloque de piso rodeado por un afloramiento continuo del bloque de techo.

Anticlinorio. Estructura regional de antiforame, definida por un conjunto de pliegues anticlinales y sinclinales.

Sinclinorio. Estructura regional sinforame; definida por un conjunto de pliegues anticlinales y sinclinales.

Monoclinal. Flexión estructural semejante a un escalón.

Foliación. Estructura metamórfica planar definida por el arreglo de los minerales tabulares.

INDICADORES CINEMÁTICOS.

Los indicadores cinemáticos son rasgos menores o microscópicos que permiten definir la polaridad en el movimiento relativo entre dos bloques yuxtapuesto por una superficie discreta de falla (Deformación frágil) o por una zona deformada (Deformación dúctil).

De acuerdo Doblas (1998) los indicadores cinemáticos son rasgos que pueden presentarse en tres escalas de observación (EO): a) Microscópica, b) Centimétrica y c) métrica y pueden tener tres niveles de confianza 1) Bueno, 2) Regular y 3) Pobre.

Doblas reconoce 61 distintos indicadores cinemáticos que clasifica en once grupos de indicadores cinemáticos (Ver Figura 14) Los Grupos son (en letra cursiva la clave en la figura): I. "V" o marcas crecientes **CM** (EO - a y b) II. Escalones **ST**, III. Fracturas **FR**, IV Arreglos de estructuras planares inclinadas **IS**, V. Materiales acarreados **TM**, VI. Elevaciones asimétricas **AE** (EO - b), VII. Elementos deformados **DE**, VIII. Orientación Cristalográfica/Mineralógica **MC** (EO - a), IX. Rasgos asimétricos en planta **PW**, X. Cavidades asimétricas **AC** (EO - b y c) y XI. Pliegues asimétricos **AF** (EO - a y b):

De acuerdo al nivel de certidumbre que les otorga Doblas, se reconocen 33 indicadores buenos entre los cuales destacan los de las clases IV y V por su facilidad de ser reconocidos a simple vista.

Se describen los indicadores con un nivel de confianza bueno, las claves se refieren a las propias de la figura 14:

I. MARCAS CRECIENTES

Marca de excavado CM 4. Este indicador tiene una forma de zanahoria que se genera por la acción de excavado de un grano arrancado.

Surco excavado por un grano CM 5. Indicador con una forma también de zanahoria, el surco es formado por el grano durante su arrastre, por lo general el grano se preserva indentado en la superficie de falla.

Marca por castaño CM 8. Consiste en una sucesión de grietas curvas en el fondo del surco de pista.

Depresiones en forma de cuchara CM 10. Indicador confiable que se describe alrededor de una partícula dura en fallas activas.

II. ESCALONES

Fibras de cristales ST 3. Corresponde a uno de los indicadores más confiables, se trata de minerales de nueva formación en las zonas de sombra.

Figura 14. Clasificación de los indicadores cinemáticos tomado de Doblas (1998).

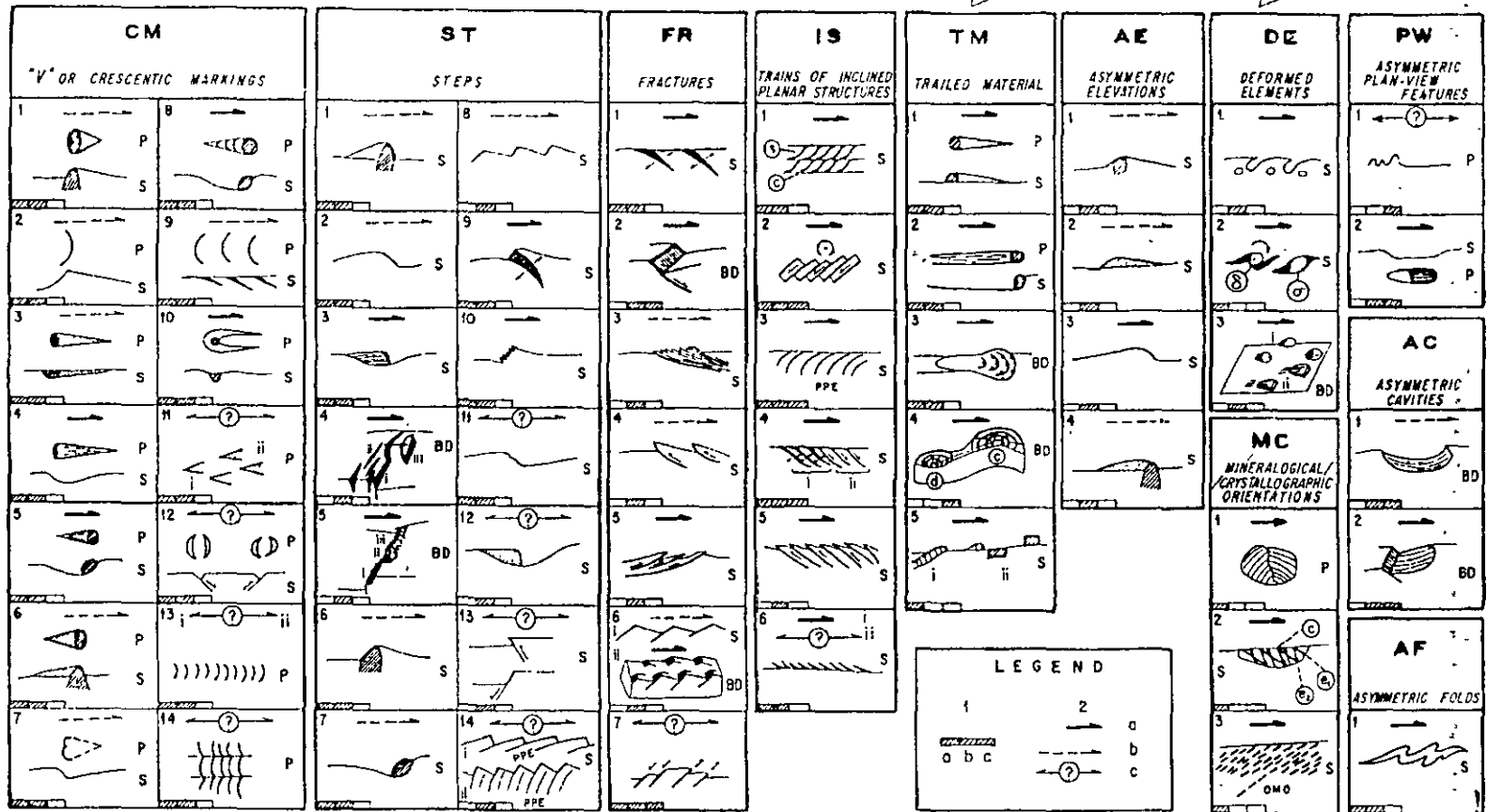


Fig. 1. Classification of slickenside kinematic indicators. See text for complete details. The same numbers and abbreviations shown in this table are used in the text. Legend: 1 = scale of occurrence of the indicators (a = microscopic; b = tens of millimeters; c = metric); 2 = three different types of arrows (pointing in the direction of movement of the missing block) indicate the degree of confidence in each one of the kinematic indicators (a = good; b = fair; c = poor); BD = block diagram; OMO = oblique mineralogical orientation; PPE = previous planar element; P = plane; S = section.

Rasgos de detalle relativos a la tensión ST 4. Se reconocen tres rasgos congruentes con fallas normales activas: *Bordes nítidos* (i). *Fracturas de tensión* (ii). *Fragmentos desplazados* (iii).

Rasgos de detalle relativos a la contracción ST 5. *Bordes dañados* (i). *Microhojuelas cabalgadas* (ii). *Microindentaciones en forma de flecha* (iii).

Grieta de tensión ST 9. Este indicador en forma de escalón es muy confiable.

Slicklites ST 10. Picos estilolíticos oblicuos, entre los indicadores figura como de los mejores.

III. FRACTURAS

Grietas de tensión FR 1. Entre los indicadores es el mejor criterio para reconocer la cizalla en una estría.

Fracturas híbridas sintéticas FR 2. Son un buen criterio cinemático en fallas activas. No son fracturas Riedel R1, son sintéticas e inclinadas en sentido descendente.

Microcabalgaduras FR 5. Es uno de los mejores indicadores, se asocia con el criterio TM 3.

Fracturas P FR 6. Criterio regular cuando se presentan aisladas (i), pero son un buen criterio cuando se presentan agrupadas y forman una fábrica penetrante en la superficie de falla (ii).

IV ARREGLOS DE ESTRUCTURAS PLANARES INCLINADAS

Todos los indicadores del grupo son indicadores confiables, los tres primeros presentan inclinación hacia el movimiento del bloque opuesto.

Con geometría tipo S-C. IS 1. Está constituida por planos sigmoidales S y plano de cizalla C y se les encuentra en estrías de falla intensamente deformadas.

Arreglo tipo dominó IS 2. Presentan bloques inclinados con fracturas antitéticas.

Efecto de arrastre IS 3. Con flexión de elementos planares pre-existentes.

Hay otro subgrupo de estos criterios que se caracteriza por una inclinación en dirección opuesta

Grietas sigmoidales de tensión (i), Riedel o Fracturas sintéticas híbridas (ii) IS 4. Son indicadores buenos que presentan un arreglo en echelon.

Fracturas Riedel R2 Reversa IS 5.

V. MATERIALES ACARREADOS

El acarreo de materiales en la dirección de movimiento del bloque opuesto es considerado como un indicador cinemática excelente.

Acarreo de detritos MT 1. Adelante de un elemento protuberante.

Granos arrastrados MT 2. Acompañando a un surco excavado por el grano y que se caracteriza por un grano encajado en el final del surco.

Material arrastrado o cabalgado MT 3. Se refiere a material arrancado y acarreado en la dirección del movimiento del bloque ausente, con microcabalgaduras frontales y con fracturas de tensión en la parte trasera de la almohadilla.

Figuras de Culminación/depresión MT 4. Son rasgos de forma oval a escala métrica donde el material es removido de la depresión (d en la Figura) y transportado por movimiento de la falla para formar la culminación (c en la figura).

VI. ELEVACIONES ASIMÉTRICAS

Elevaciones Knobby EA 3. Son consideradas como buen indicador cinemático.

VII. ELEMENTOS DEFORMADOS

Vesículas deformadas en rocas volcánicas DE 1. Expresan el efecto de arrastre en la dirección de movimiento del bloque ausente.

Granos sobresalientes asimétricos DE 3. Con daño en la parte frontal (i) o con el sector de sotavento pulido (ii) constituyen un excelente criterio en fallas normales activas.

VIII. ORIENTACIÓN CRISTALOGRÁFICA/MINERALÓGICA

Todos los de indicadores cinemáticos de este grupo son a escala microscópica.

IX. RASGOS ASIMÉTRICOS EN PLANTA

Pulido diferencial de surcos PW 2. El Pulido en la parte frontal de un surco o cavidad alongada constituye un indicador cinemática bueno.

X. CAVIDADES ASIMÉTRICAS

Cavidades asimétricas con escalones congruentes AC 2. Han sido descritas en fallas normales activas y en *detachments* extensionales de bajo ángulo.

XI. PLIEGUES ASIMÉTRICOS

Pliegues asimétricos AF 1. Los pliegues asimétricos son un buen criterio de polaridad en una falla.

LA RED DE WULFF

Se revisarán las proyecciones implícitas en la red de Wulff y en la red de Schmidt para su mejor comprensión.

En una primera aproximación, la Red de Wulff es un patrón de comparación que permite representar y valorar gráficamente las relaciones angulares entre pares de elementos geométricos simples (líneas y planos). Dado su uso en geología estructural, se considera que la Red de Wulff es un transportador tridimensional proyectado en un plano.

La Red de Wulff se genera al proyectar estereográficamente, en un plano horizontal que divide a una esfera en hemisferios (Plano en posición secante), las dos familias de líneas de intersección que resultan entre superficies con la misma esfera. Como se aprecia en la Figura 15 el centro de proyección es el propio de la esfera y el punto de vista se encuentra en el cenit. Una de las familias de trazas proyectadas corresponde con la intersección entre planos y el hemisferio inferior, los planos contienen al centro de la esfera y todos ellos se intersectan en una misma línea de rumbo norte-sur. La proyección estereográfica de estas trazas resulta en un conjunto de segmentos de circunferencia que se intersectan en los extremos de la línea de proyección correspondiente a un plano vertical. A estos segmentos de circunferencia se les conoce como trazas ciclográficas o círculos mayores.

Usualmente en la red de Wulff se expresan las trazas ciclográficas correspondientes a planos inclinados cada dos grados como se aprecia en la Red anexa al texto. La otra familia de trazas representa a la intersección entre superficies cónicas y el hemisferio inferior de la esfera; el eje de los conos coincide con la línea de rumbo Norte-Sur; mencionada en el caso de los planos inclinados; mientras que la línea generatriz de los conos se inclina con respecto a la horizontal cada dos grados para generar toda la familia de trazas consideradas en la red. La proyección estereográfica de las trazas resulta en dos conjuntos de sectores de circunferencias, a los cuales nos referiremos como círculos menores. En la Figura Red 1 se representan las proyecciones estereográficas de un plano inclinado y de un cono cualquiera.

Una vez planteado el significado de la red de Wulff, podemos considerar su aplicación en la Geología Estructural. A la línea de intersección entre los planos inclinados le asignamos una dirección al norte, de tal forma la familia de planos expresados en la red tienen un rumbo norte-sur y se inclinan la mitad al este y la otra mitad al oeste. mientras la línea norte sur expresa un plano vertical, la circunferencia de la red representa un plano horizontal; el resto de las trazas ciclográficas expresan planos inclinados cada dos grados, la inclinación aumenta conforme uno considere una traza cada vez más alejado de la periferia. Por otra parte la intersección entre los círculos mayores y los círculos menores (puntos en la red) representan líneas contenidas ya sea en la traza ciclográfica o en un plano vertical con rumbo según la dirección de la intersección.

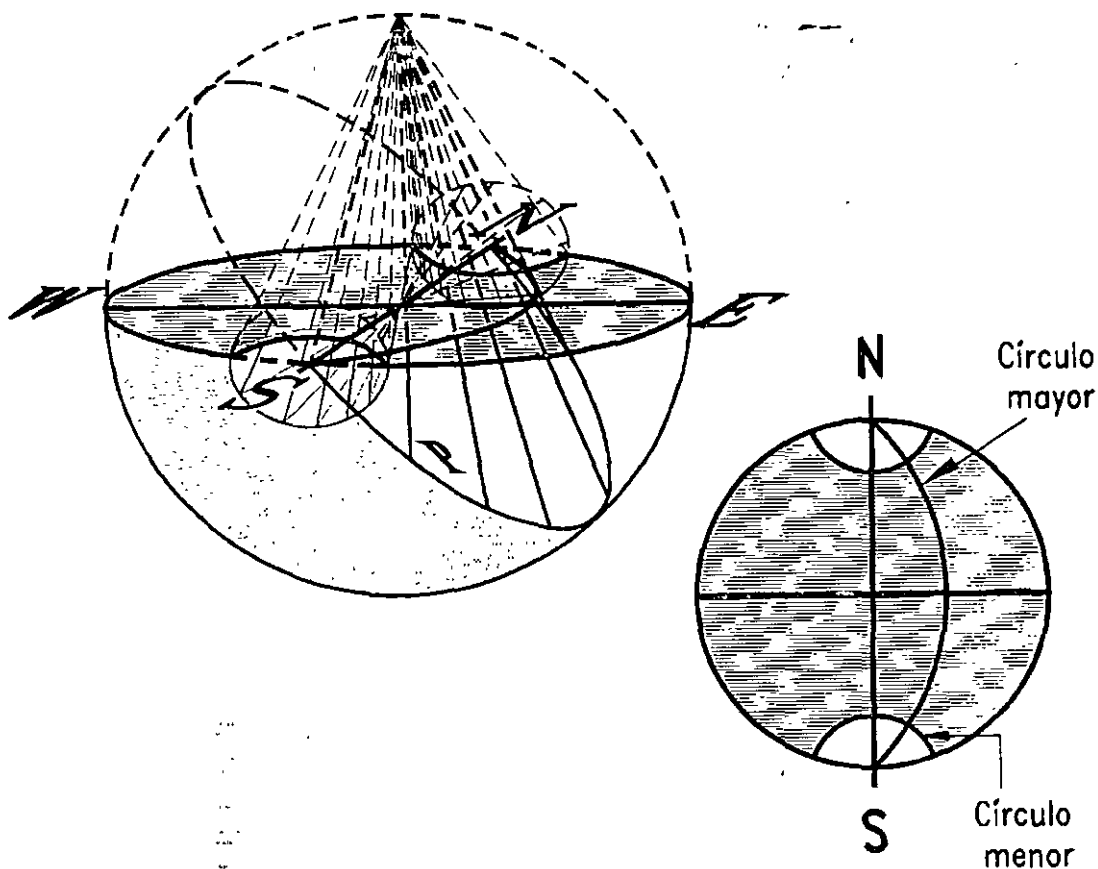


Figura 15. Red de Wulff. La Red de Wulff es una proyección estereográfica en un plano secante de: 1. Una familia de planos que comparten un mismo rumbo (Norte) y que pasan por el centro de la esfera, con inclinaciones cada 2° , con lo cual resulta un conjunto de trazas ciclográficas, en la figura (A) se muestra la proyección de un plano inclinado hacia el Este. 2. Una familia de conos con el mismo rumbo (Norte) cuya línea generatriz pasa por el centro de la esfera y se inclina con incrementos de 2° , con lo cual resulta un conjunto de círculos menores, en la figura (B) se ilustra la generación de un círculo menor. En la figura (C) se presenta el resultado de la proyección de los dos elementos anteriores.

Una singularidad de la red estriba en el cono de apertura de 180° (que corresponde con un plano vertical perpendicular al plano vertical de rumbo norte sur) el cual se expresa con una línea recta perpendicular a la principal. La intersección de los círculos menores con las trazas ciclográficas, subdivide a estas cada dos grados, de tal forma sobre las trazas ciclográficas se pueden medir ángulos, así sobre las trazas de los planos verticales (Uno Norte-Sur y otro Este-Oeste) se puede valorar o expresar la inclinación de una línea, al considerar a ésta como contenida en un plano vertical. Con estas líneas también se puede valorar la inclinación de un plano expresado en la red, pues de entre todas las líneas (puntos en la red) que definen la traza ciclográfica que representa al plano, se valora la inclinación de la línea de máxima pendiente.

Cuando usamos la Red de Wulff en el cálculo gráfico en Geología estructural, la consideramos como una plantilla que representa planos de igual rumbo con inclinaciones

cada dos grados y que en cada traza ciclográfica están indicadas líneas contenidas en el plano con un intervalo de 2° , esta trama preestablecida la utilizamos para diseñar o valorar relaciones angulares con el auxilio de una hoja translúcida sobrepuesta y perforada por un alfiler o chincheta junto con la plantilla, de tal manera que se pueda girar la hoja sobrepuesta (hoja de trabajo) y observar a través de ella la Red subyacente.

Si nuestro objetivo es representar, conforme a la proyección estereográfica, un plano con rumbo Norte e inclinado 45° al Este, el procedimiento es inmediato, una vez que en el papel sobrepuesto se haya calcado el contorno de la red y se haya señalado la dirección del norte. A partir del extremo Este de la línea Este-Oeste (Proyección de un plano vertical), contaremos 45° , valor angular que lo cuantificaremos entre las trazas ciclográficas 22 y 23. La traza ciclográfica correspondiente al plano, la dibujaremos interpolándola entre las correspondientes a los 44° y 46° de inclinación. Si lo que pretendiéramos fuera expresar el polo del plano, (línea normal al plano y que pasa por el centro de la esfera original), entonces debemos contar 90° a partir del punto que expresa la línea de máxima pendiente, con lo cual estaremos eligiendo una línea perpendicular al plano en cuestión. Con este punto en la red representamos el plano pretendido.

Ahora dibujemos otro plano, este con rumbo N 28° E e inclinado 60° al sudeste. En la hoja de trabajo, debemos indicar en la periferia de la circunferencia con una pequeña línea el rumbo del plano por trazar, hecho esto debemos girar el sobrepuesto hasta que la marca coincida con la línea norte de la Red, en esta orientación del sobrepuesto translúcido podemos elegir la traza ciclográfica apropiada para expresar la inclinación pretendida. Esta nueva traza ciclográfica interseca a la anterior en un punto de la red, el cual expresa la línea de intersección entre los planos diseñados. Para valorar esta línea de intersección podemos considerarla como "*plunge*" caracterizada por su inclinación y la dirección de inclinación. Para calcular gráficamente el valor de la inclinación de esta línea, la consideramos contenida en un plano vertical, entonces giramos el sobrepuesto hasta que hagamos coincidir el punto de intersección con un punto de la línea norte-sur, el valor angular lo cuantificaremos con base en las subdivisiones de la línea norte-sur (proyección del plano vertical con rumbo Norte-Sur) a partir de la periferia hacia el centro de la red. La dirección de inclinación de la línea la señalaremos en la hoja de trabajo calcando la dirección del norte de la red; la leeremos una vez y que lo giremos la hoja de trabajo a su posición inicial, posición en la cual coincide su norte con el norte de la Red.

El resultado de nuestra operación será:

40° al N 58° E

Otra forma de registrar la información de la línea de intersección será considerarla contenida en cualquiera de los planos, para lo cual deberemos calcular su *pitch* (ángulo entre las líneas horizontal y en cuestión medido en el plano) si elegimos el plano con rumbo N 28° E, y consideramos la regla de pínula mayor a la derecha; entonces contaremos con el auxilio de la traza que expresa la inclinación de 60° al Este, a partir del extremo N 28° E, con 47° como resultado.

Expresemos el *pitch* de la línea con la notación recomendada:

N 28° E, 60° ; 47

La Red de Wulff como todas las proyecciones estereográficas, conserva las relaciones angulares entre los elementos en la esfera original. Es evidente que las áreas definidas por la retícula de 2° por lado son diferentes y que dependen de su posición con respecto al centro de proyección. Esta situación invalida el uso de la Red de Wulff para realizar cálculos estadísticos acerca de la distribución de polos o de líneas, pues la densidad que presenten los rasgos dependerá de su ubicación dentro de la Red. Para superar este problema se utiliza la Red de Schmidt, la cual tiene la característica de que las áreas definidas por la retícula, observan la misma proporción entre sí, al igual como ocurre entre las áreas originales definidas en la esfera, como lo aclara Sellés-Martínez (1993). Con lo cual la Red de Schmidt es la apropiada para valorar la distribución de puntos (líneas proyectadas) en la red. Distribución que se valora mediante la falsilla de Kalsbeek, que es un contador que permite valorar el número de rectas que ocurren en un área del 1% de la red. Los valores resultantes para cada área del 1% se interpolan para obtener una configuración mediante isolíneas que caracteriza la estructura estudiada.

BIBLIOGRAFÍA

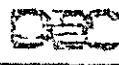
- Alaníz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., y Tolson, G., (Editores) 2004. **Léxico Geológico Mexicano**. Sociedad Geológica Mexicana. Sociedad Geológica Mexicana.
- Boggs, S., 1987, **Principles of Sedimentology and Stratigraphy**, Merrill Pu.Co., 784 p.
- Davis, G. 1987. "Structural Geology" John Wiley & Sons E.E.U.U.
- Doblas, M. 1998. **Slickenside kinematic indicators**. Tectonophysics, **295** 187-197.
- Marshak, Stephen and Mitra, Gautam. 1988. **Basic Methods of Structural Geology**. Prentice Hall. New Jersey. 447 p.
- Mendoza-Rosales, C.C., Silva-Romo, G., Campos-Madrigal, E., Edición Técnica Murillo-Banda. **Libreta de Campo**. En prensa.
- Ragan, D.M. "**Structural Geology**" **An Introduction to Geometrical Techniques**" John Wiley & Sons, E.E.U.U., (última edición)
- Ramsay, J.G., Y Huber, M.I. 1983. **The Techniques of Modern Structural Geology**"Vol. **1, Strain Analysis**: Academic Press, E.E.U.U.
- Sellés-Martínez, J. 1993. **A common misinterpretation of the equal-area net properties**. Journal of Structural Geology, 1361-1363.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. y Campos-Madrigal, E. 2001. **Elementos de Cartografía Geológica**. México, UNAM, Facultad de Ingeniería, 292 p.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C., y Castro-Flores, A. 2003. **Dispositivo para reafirmar la comprensión de la Proyección Estereográfica (Falsilla o Red de Wulff)**". Revista INGENIERÍA, INVESTIGACIÓN Y TECNOLOGÍA. 4. (2) abril-junio 2003



FACULTAD DE INGENIERÍA UNAM
DIVISIÓN DE EDUCACIÓN CONTINUA

CURSOS 2007

Calendario



**CENTRO DE INVESTIGACIÓN Y
DESARROLLO DE EDUCACIÓN EN LÍNEA
(CIDEL)**

**CURSO
GEOLOGIA**

CV-142

DEL 9 AL 13 DE ABRIL DEL 2007

Instructores:

Ing. Sergio R. Herrera Castañeda.

Ing. Javier Rendón Huerta.

Ing. Gilberto Silva Romo

COMISIÓN FEDERAL DE ELECTRICIDAD



CURSO DE GEOLOGÍA APLICADA A LA INGENIERÍA

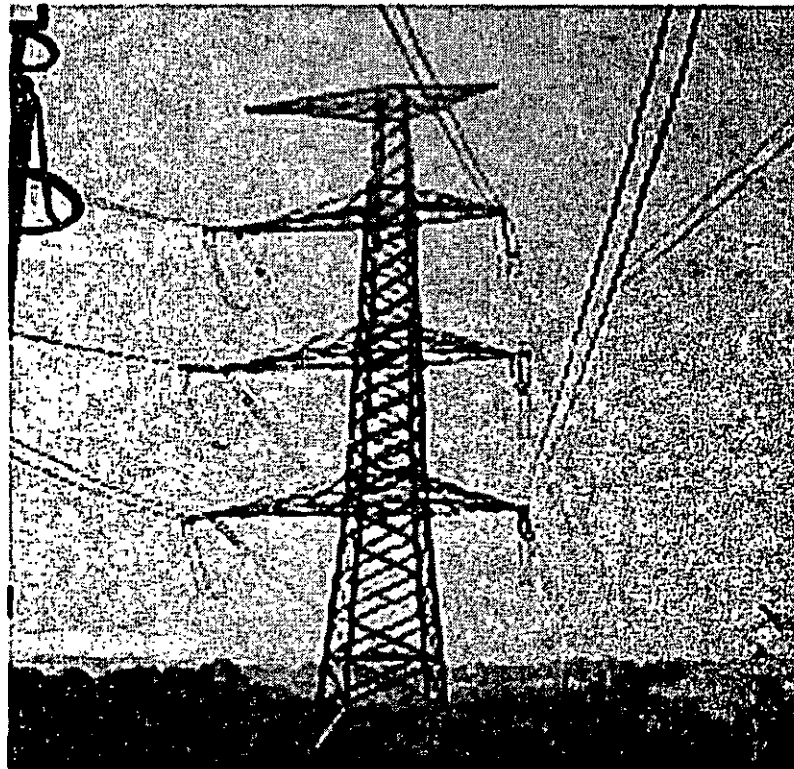
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

**ING. JAVIER RENDÓN HUERTA
2007**

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



INTRODUCCIÓN



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

□ Introducción

El diseño de cimentaciones de estructuras tales como edificios, puentes, torres de transmisión y presas requiere el conocimiento de factores como :

- a). la carga que será transmitida por la estructura a la cimentación;
- b). los requisitos del reglamento local de construcción;
- c). el comportamiento y la deformabilidad asociada al esfuerzo de los suelos que soportarán al sistema de cimentación, y
- d). las condiciones geológicas del suelo considerado.

Para un ingeniero de cimentaciones, los dos últimos factores son sumamente importantes ya que tienen que ver con la mecánica de suelos.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Las propiedades geotécnicas del suelo, tales como la granulometría, la plasticidad, la compresibilidad y la resistencia al cortante, pueden determinarse mediante pruebas apropiadas de laboratorio. Aún más, recientemente se ha puesto énfasis en la determinación *in situ* de las propiedades de resistencia y deformación del suelo, debido a que así se evita la perturbación de las muestras durante la exploración de campo.

Sin embargo, bajo ciertas circunstancias, no todos los parámetros necesarios pueden determinarse o están determinados, debido a motivos económicos o de otra índole. En tales casos, el ingeniero debe formular ciertas hipótesis respecto a las propiedades del suelo.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Para estimar la exactitud de los parámetros del suelo – sin importar si fueron determinados en el laboratorio y en campo o si fueron supuestos- el ingeniero debe tener un buen entendimiento de los principios básicos de la mecánica de suelos. Asimismo, debe ser consciente de que los depósitos de suelo natural sobre los que se construyen las cimentaciones, no son homogéneos en la mayor parte de los casos.

En consecuencia, el ingeniero debe tener conocimiento pleno de la geología de la zona, es decir, del origen y naturaleza de la estratificación del suelo, así como de las condiciones del agua del subsuelo. La ingeniería de cimentaciones es una ingeniosa combinación de la mecánica de suelos, ingeniería geológica y criterio derivado de las experiencias del pasado. Hasta cierto punto, puede denominarse un arte.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

□ GENERALIDADES

Mecánica es la parte de la ciencia física que trata de la acción de las fuerzas sobre los cuerpos. De igual forma, la Mecánica de Suelos es la rama de la Mecánica que trata de la acción de las fuerzas sobre la masa de los suelos. El Dr. Kart Terzaghi definió a la Mecánica de Suelos como la aplicación de las leyes de la Mecánica y la Hidráulica a los problemas de ingeniería que tratan con sedimentos y otras acumulaciones no consolidadas de partículas sólidas, productos de la desintegración química y mecánica de las rocas.

Recientemente se han incorporado a la terminología de los suelos las acepciones "Geotecnia" e "Ingeniería Geotécnica", que suelen aplicarse como evidencia de que en ellos se están tomando en cuenta los principios y la aplicación tanto de la Mecánica de Suelos como de la Geología y de la Mecánica de Rocas.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

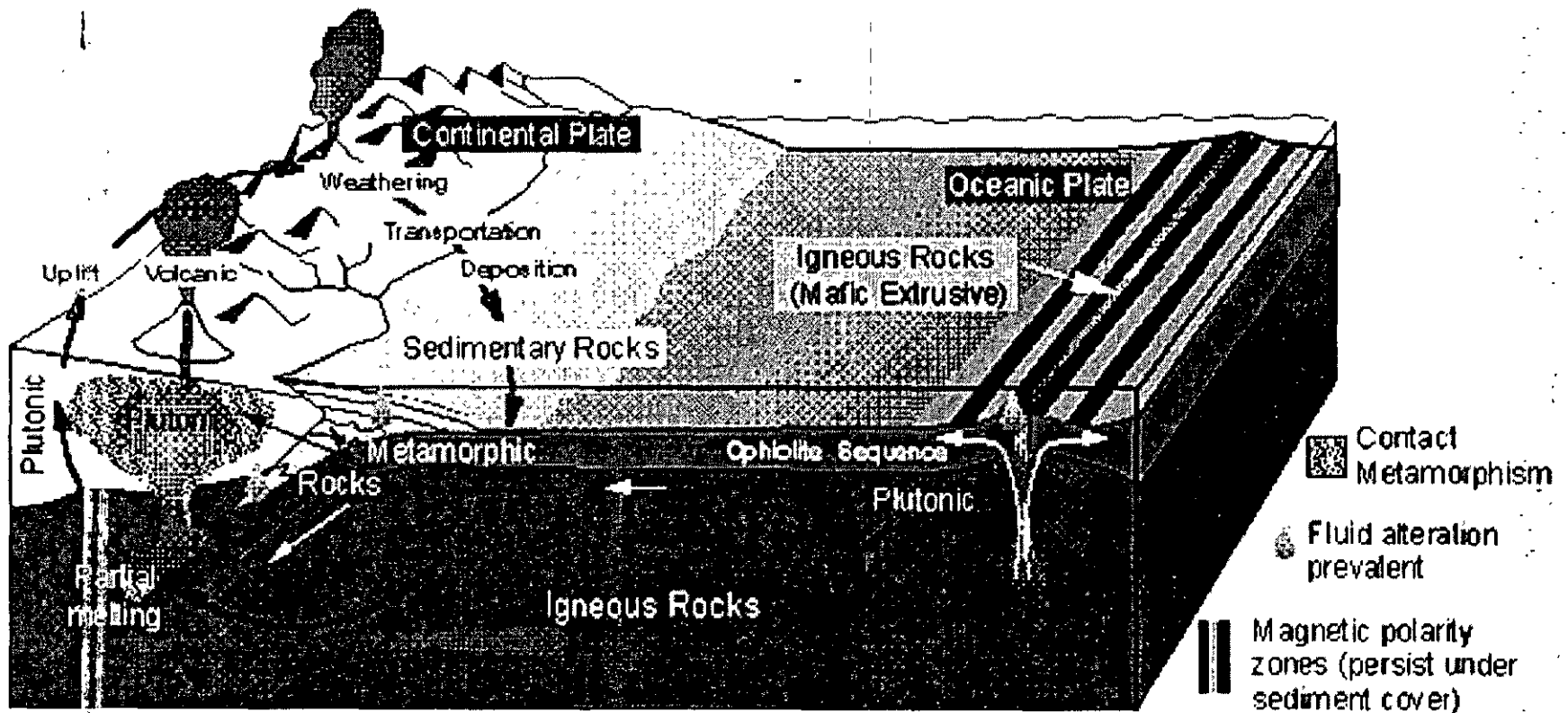
Hoy en día es cada vez más concluyente el hecho de que ningún ingeniero que sienta la responsabilidad técnica y moral de su profesión deja de efectuar el estudio de las condiciones del subsuelo cuando diseña estructuras de cierta importancia, ya que ello conlleva dos características que se conjugan: seguridad y economía.

Como se ha podido constatar, por muchísimo tiempo y por muy diversas razones el hombre ha estudiado el suelo sobre el que vive, presentando variadas teorías y métodos en la solución de los problemas relativos al uso del mismo. Sin embargo, se puede asegurar que quien organizó conceptos y los hizo crecer hasta formar una nueva rama de la Ingeniería Civil fue el profesor y distinguido investigador Dr. Karl V. Terzaghi, que en cierta ocasión mencionó "Quien solo conoce la teoría de la Mecánica de Suelos y carece de experiencia práctica, puede ser un peligro público".

EL CÍCLO GEOLÓGICO

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

A través de un proceso de desintegración mecánica y descomposición química, las rocas de la corteza terrestre forman los minerales sueltos que se encuentran en ella.

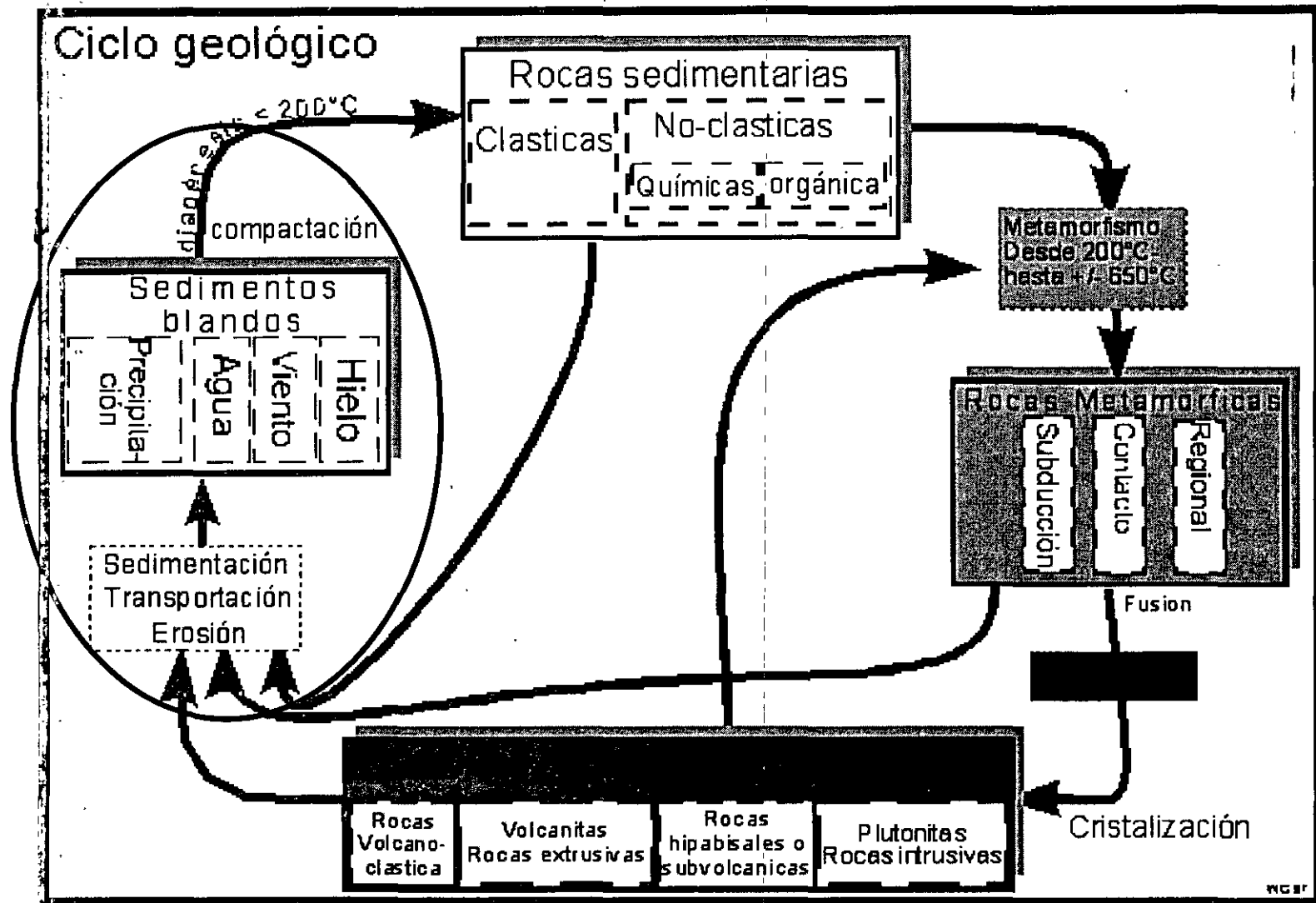


Redrawn by W. Milner, as modified from Montgomery (1990) and Monroe and Wicander (1994).

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

- **Rocas magmáticas:** Rocas, cuales tienen su origen en la cristalización de un magma (fundición)
- **Meteorización-Erosión-Transporte:** Todas las rocas que afloran superficial (puede ser una roca magmática o metamórfica o sedimentaria) sufren las fuerzas atmosféricas como temperatura, viento, flujo de agua, oxidación. La destrucción de una roca sólida, el transporte y la deposición (sedimentación) de estas partículas forma un sedimento.
- **Sedimentos:** Producto de la meteorización-erosión y transporte: rocas blandas como arena y grava.
- **Rocas sedimentarias:** Por temperatura, presión y transformaciones químicas un sedimento blando puede cambiarse a una roca sedimentaria (dura). Este proceso se llama diagénesis.
- **Metamorfismo:** Si, una roca sufre temperaturas más de 200°C y presión se cambiará a una roca metamórfica.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

A través de un proceso de desintegración mecánica y descomposición química, las rocas de la corteza terrestre forman los minerales sueltos que se encuentran en ella.

El término "suelo" ha sido definido de diferentes maneras, ya sea que dicha definición provenga del geólogo, del agrónomo o del ingeniero civil.

El geólogo define al suelo como el material resultante de la descomposición y desintegración de la roca por el ataque de agentes atmosféricos (N.J. Chiossi).

El agrónomo -según G. P. Tschebotarioff- define al suelo como la delgada parte superior del manto de las rocas en que penetran las raíces de las plantas y de donde éstas toman el agua y las demás sustancias necesarias para su existencia.

Algunos ingenieros civiles (A.Rico y H. del Castillo) definen al suelo como el conjunto de partículas minerales, producto de la desintegración mecánica o de la descomposición química de rocas preexistentes.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Otro autor, Alfred R. Jumikis, doctor en Ingeniería, lo define como sedimentos no consolidados y depósitos de partículas sólidas derivadas de la desintegración de las rocas.

La definición de "suelo" puede establecerse como:

"Suelo es una delgada capa sobre la corteza terrestre de material que proviene de la desintegración y/o alteración física y/o química de las rocas y de los residuos de las actividades de los seres vivos que sobre ella se asientan".

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Se analizará por partes, esta definición de suelo y se verá cuántas conclusiones se pueden obtener de ella.

La primera parte de la definición dice: *Suelo es una delgada capa sobre la corteza terrestre...* Y el lector se puede preguntar: ¿Qué tan delgada es esa capa?, ¿A cuantos milímetros, centímetros o metros corresponde?, ¿acaso a algunos kilómetros? Y la respuesta es que la potencia de la capa mencionada no es fácil de precisar, sin embargo, se podría decir que puede ser todo aquel espesor del globo terráqueo que se encuentra afectado por las diferentes actividades de los seres humanos. Se adelantará ahora un poco más en la definición y se anotará: *Suelo es una delgada capa sobre la corteza terrestre de material que proviene de la desintegración y/o alteraciones física y/o química de las rocas. . .*

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

En esta segunda parte de la definición se puede observar que los suelos que provienen de la desintegración y/o alteración física y/o química de las rocas presentan características diferentes si la alteración es física o química. Y así, cuando el efecto alterativo de las rocas se lleva a cabo por un medio físico se produce un suelo con la misma composición de ellas. Cuando es de efecto químico el proceso por medio del cual se produce el suelo, la constitución mineralógica de él es diferente a los que poseía la roca madre.

Entre los agentes físicos que producen cambios en las rocas figuran el sol, el agua, el viento y los glaciares.

**METEORIZACIÓN, EROSIÓN E
INTEMPERISMO**

Meteorización

Definición: Destrucción de rocas sólidas a causa de fuerzas químicas, físicas o biológicas.

Tipos de meteorización:

Generalmente se conoce tres tipos de meteorización. La meteorización mecánica, meteorización química y la meteorización biológica -orgánica. Cada tipo de la meteorización tiene sus subtipos cuales dependen de los factores físicos, químicos o biológicos.

a). Meteorización mecánica

La meteorización mecánica depende fuertemente a fuerzas que pueden destruir las rocas en una forma mecánica. Los más importantes serían:

- cambio de la temperatura**
- meteorización por helada**
- meteorización por hidratación y/o cristalización de sales**

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Cambio de la temperatura: Los minerales aumentan su volumen en temperaturas altas. Los minerales tienen diferentes propiedades a respecto de la dilatación. Entonces durante día y noche los minerales en una roca cambian su volumen in diferentes magnitudes. Eso al final provoca un rompimiento de los contornos entre los minerales. Los factores de este proceso son: Temperatura mínima, temperatura máxima, tipos de los minerales juntos.

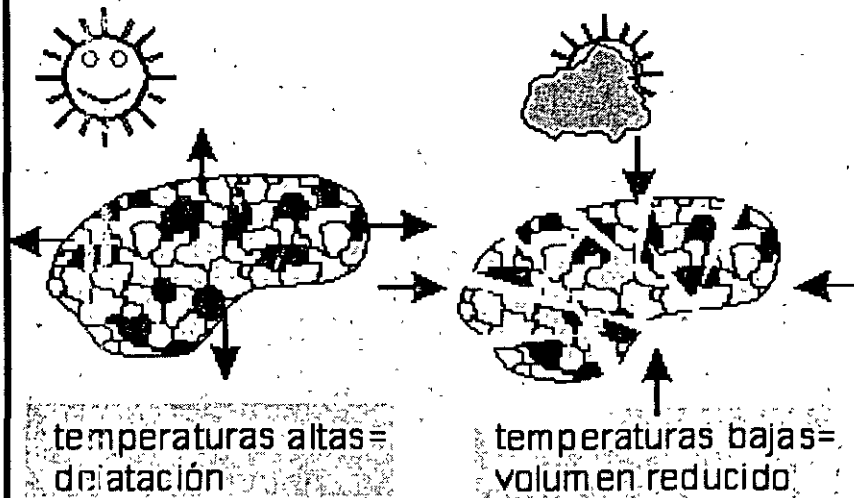
Meteorización por helada: Agua que se ubica adentro de una roca (en grietas o poros) aumenta su volumen durante en el momento de congelarse. Las fuerzas desarrolladas durante de este proceso podrían romper una roca. Los factores son: sector con muchos traspasos entre temperaturas positivas y temperaturas bajo cero. Rocas fracturadas o con alta porosidad, presencia de agua. Por ejemplo en la Cordillera de los Andes en 4000m de altura cada noche las temperaturas bajan hacia bajo cero, al día por el sol las rocas se calientan.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Al actuar sobre las rocas, *el sol* calienta más su exterior que su interior, provocando diferencias de expansión que generan esfuerzos muy fuertes, los cuales dan como resultado un rompimiento de la capa superficial y el desprendimiento de la misma.

Meteorización mecánica

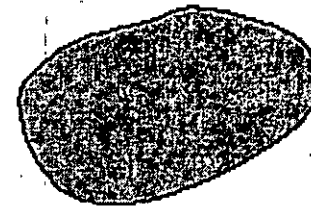
Cambio de la temperatura



Meteorización por helada

Temperatura mayor de 0°C

Temperatura menor de 0°C



roca con agua



roca con hielo

hielo ocupa 10% más espacio, como la misma cantidad de agua

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Este proceso es conocido como *exfoliación* y cambia de carácter en diferentes localidades, a distintas alturas sobre el nivel del mar y en las diversas épocas de cada año, y con cada tipo de roca. Los cambios de temperatura producen más efecto en las rocas duras como las ígneas (granito, andesita, dolomita), especialmente cuando aquéllas son de grano grueso y se componen de diversos minerales, cuyos coeficientes de dilatación difieren mucho unos de otros.

b). Meteorización química (corrosión).

La meteorización química incluye todos los procesos con apoyo químico. Lo más conocido es la oxidación, que no solamente destruye autos y rejas, también rocas y minerales. Los factores más importantes de la meteorización química son la presencia de agua, el oxígeno y la temperatura (reacciones químicas corren mejor en temperaturas elevadas). Lo más importantes de la meteorización química son:

- + oxidación**
- + reducción**
- + hidrólisis**

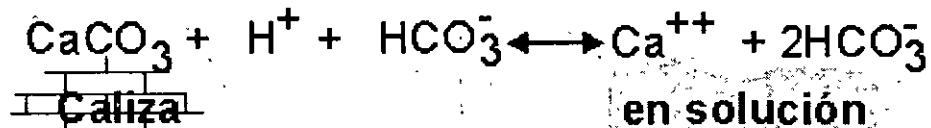
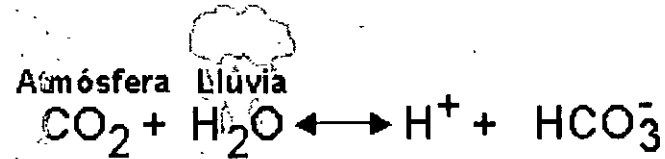
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

- *La oxidación* es la reacción química que puede ocurrir en las rocas al recibir el agua de lluvia, ya que el oxígeno del aire, en presencia de humedad, reacciona químicamente produciéndose el fenómeno de oxidación, principalmente si las rocas contienen hierro, como se puede observar por el color pardo rojizo de algunas afloraciones.

- *La carbonatación* es el ataque que el ácido carbónico (anhídrido carbónico (CO_2) y agua (H_2O)) efectúa sobre las rocas que contienen fierro, calcio, magnesio, sodio o potasio. Así, las rocas ígneas, que en su mayoría contienen dichos elementos, pueden ser descompuestas de esa manera. Como ejemplo de este ataque se puede mencionar la carbonatación de la ortoclasa (feldespato potásico perteneciente a las rocas ígneas extrusivas y generalmente de color rosado) con la producción de la arcilla denominada caolinita. Las calizas son muy atacables por el ácido carbónico. Formándose cavernas por disolución.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Simple solución



WG98/sedim03.cdr



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

- *La hidratación* es la acción y efecto de combinar un cuerpo con agua para formar hidratos, o sea compuestos químicos que contienen agua en combinación. El agua se absorbe y se combina químicamente formando nuevos minerales.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

El agua en movimiento es un importante elemento de erosión, al arrastrar los fragmentos angulosos de las rocas y provocar la fricción de unos con otros, haciéndolos redondeados como los cantos rodados de los ríos.

El agua también deja sentir sus efectos cuando, en forma de lluvia, cae en las superficies pétreas, llena sus cavidades, abre grietas y tiende a llenar los espacios huecos de las rocas; si entonces se congela, ejerce fuerte poder de *fracturación* en la roca que la encierra, y se produce la desintegración en un corto periodo de tiempo. El impacto directo del agua sobre las rocas, como el que provoca el oleaje, también es causa de erosión de las mismas.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Erosión

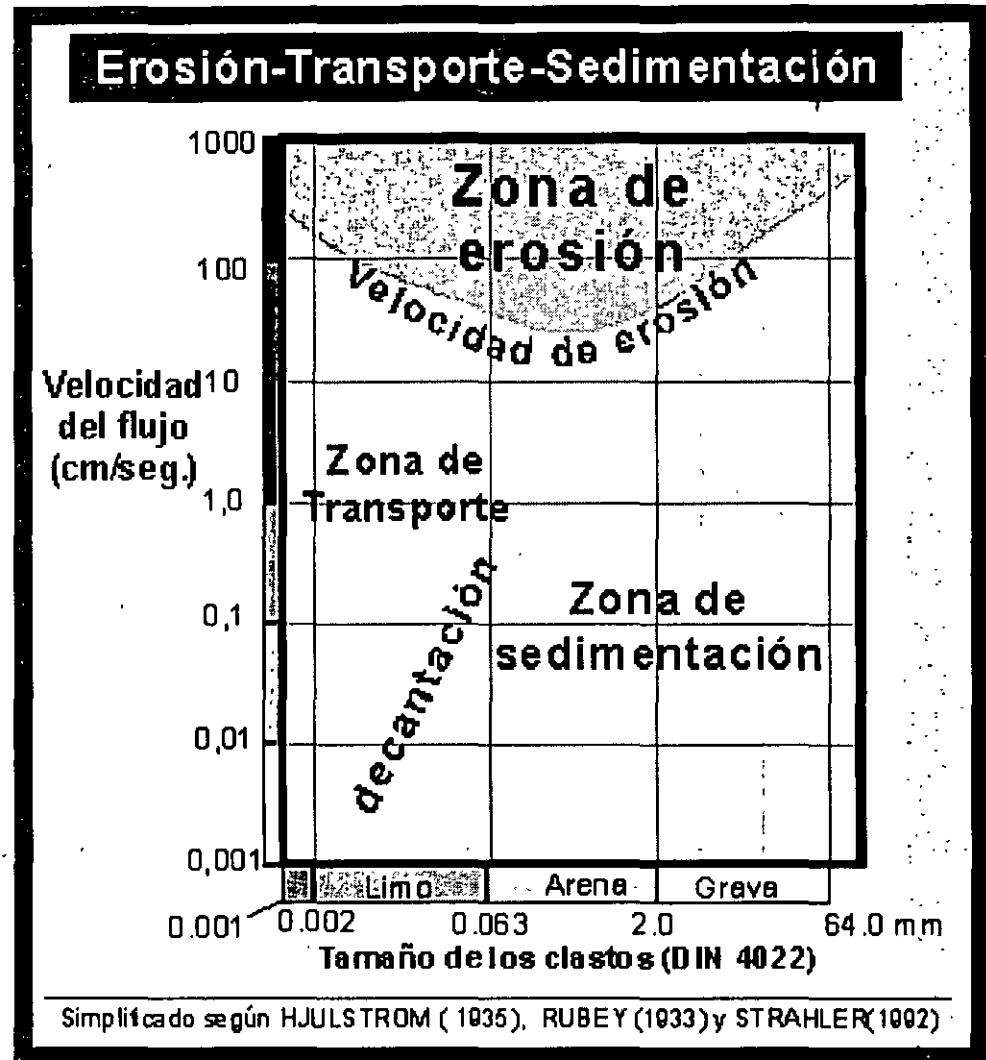
Definición: El comienzo del Transporte.

La erosión existe principalmente en el agua (Río y mar). Pero también el viento o glaciares provocan erosión.

Erosión del agua:

Figura: La erosión, la sedimentación y el transporte pertenecen principalmente a dos factores:

- 1) Velocidad del agua (velocidad del flujo).
- 2) Tamaño de las partículas.



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Principalmente existen cuatro diferentes modos de transportar partículas en el agua:

- a) **En solución:** como iones Na^+ , Cl^- , K^+ , Ca^{2+}
- b) **En suspensión:** Partículas pequeñas flotantes
- c) **En saltación:** Partículas medianas
- d) **Tracción:** Partículas grandes



Transporte

Por gravitación: Cono aluvial

Las rocas destruidas por la erosión/meteorización se mueven cerro abajo en dos maneras:

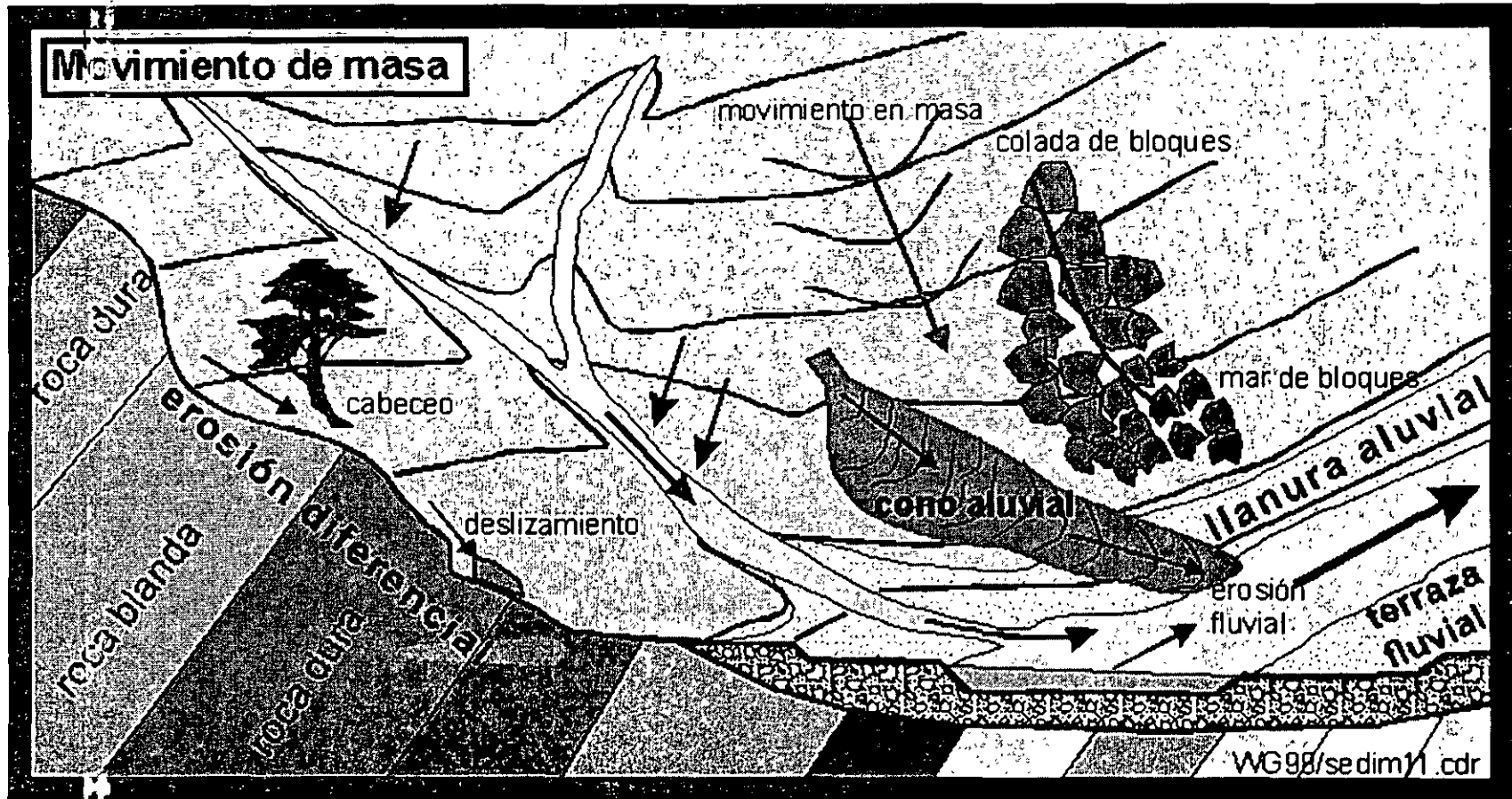
- Lento (poco centímetros cada año)
- Rápido: (en un derrumbe algunos 100 metros en un momento)

La energía del movimiento proviene de la gravitación. El agua solamente mejora el deslizamiento.

Los derrumbes tienen muchas veces como impulso una lluvia fuerte o una actividad sísmica. Los movimientos de masas provocan varios problemas para la población o obras infraestructurales.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Grandes problemas provocan deslizamientos rápidos en el momento que tapan un valle en total. Se formará un embalse natural que se rompe por las presiones tremendas del agua acumulada.



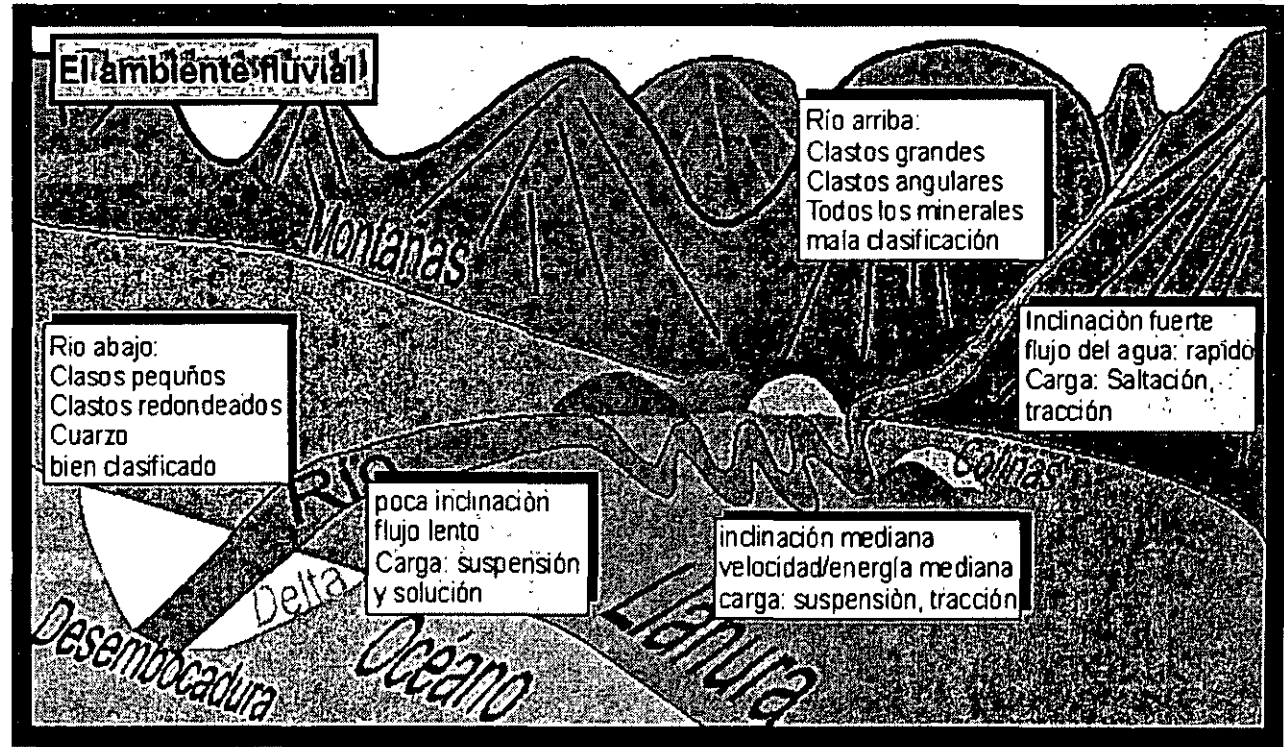
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

El ambiente fluvial:

Cada paisaje se formó por acción de agua y viento. Los ríos hacen erosión, transporte y sedimentación. El tipo de paisaje depende fuertemente del comportamiento del agua. Es decir los factores como inclinación, energía del agua, velocidad del agua, cantidad del agua, tipo de roca, cantidad de precipitación, tipo de vegetación manejan la morfología de una paisaje.

En un río modelo se conocen estas regiones:

- 1) sector de montañas
- 2) sector de colinas
- 3) sector de llanura.
- 4) sector desembocadura



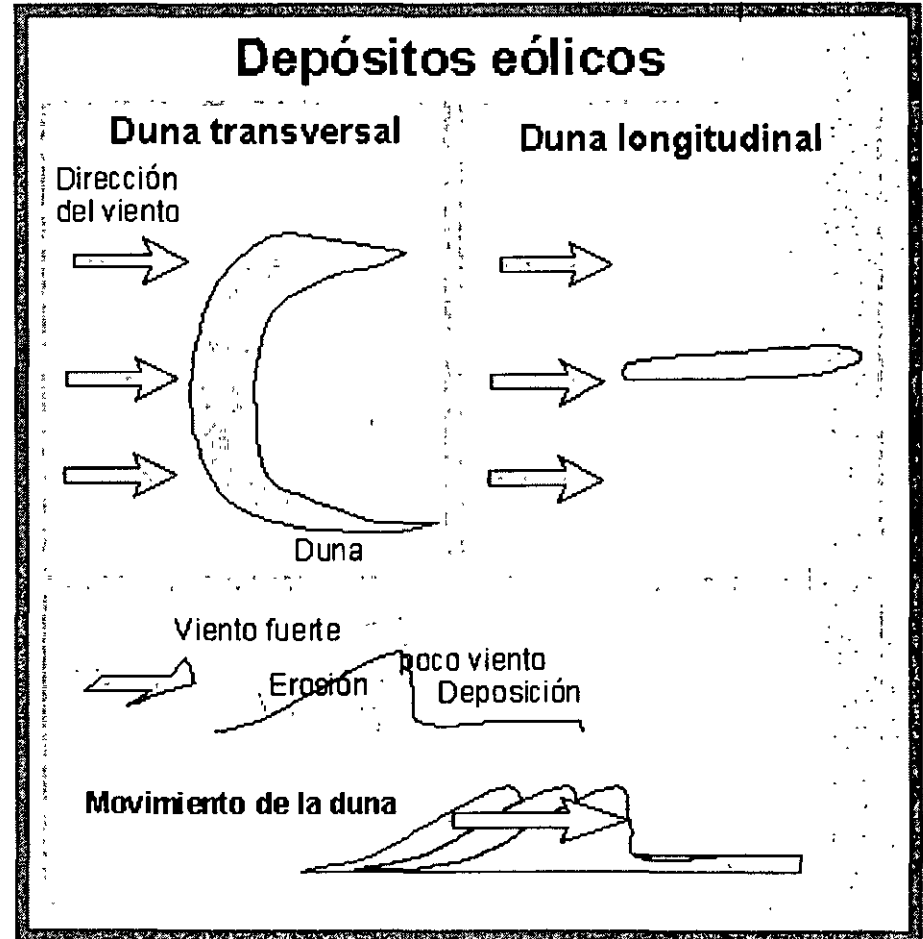
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Ambiente eólico

Bajo de la palabra eólico se reconoce todos los fenómenos de la acción del viento.

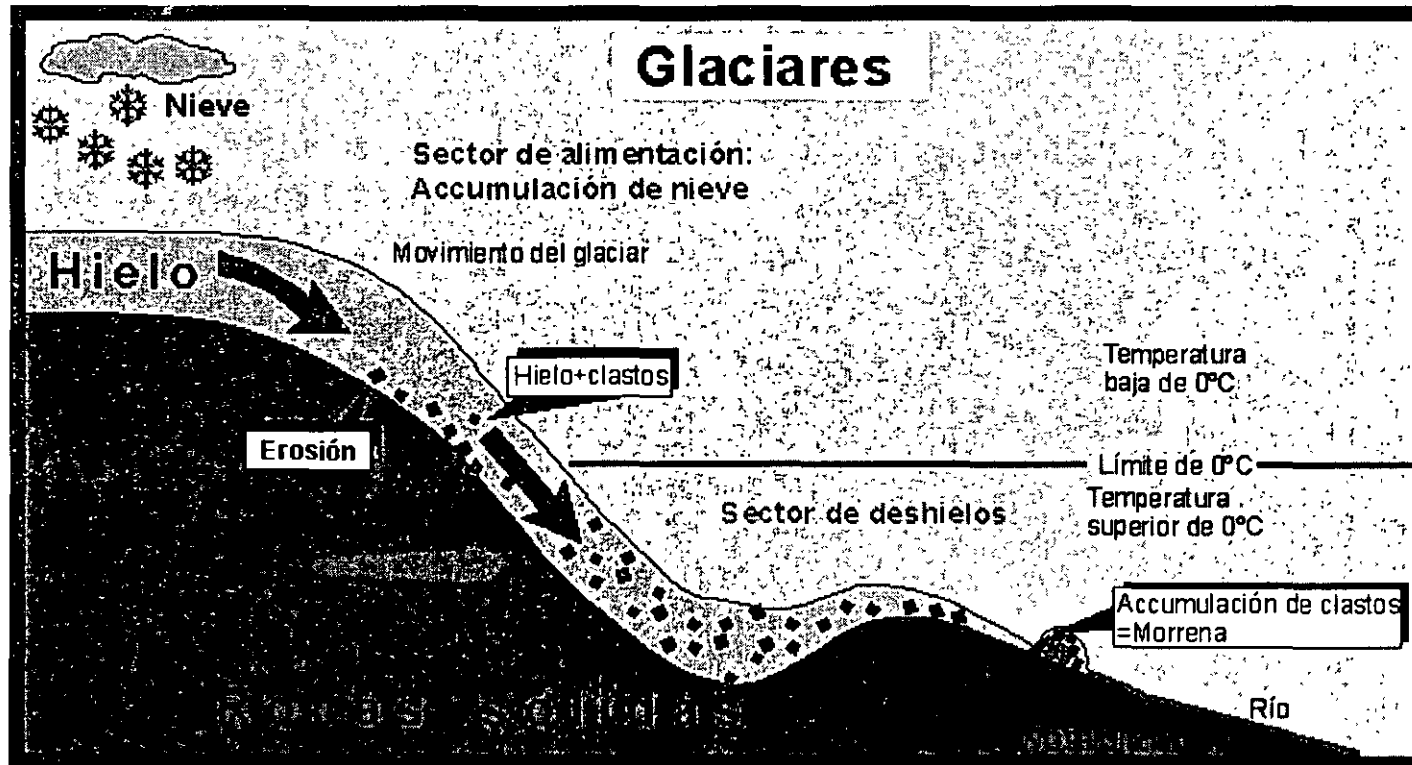
El viento origina la Erosión-transporte-depositación. El ambiente eólico no es tan abundante como el ambiente fluvial, pero en sectores sin vegetación (desiertos) juega un papel muy importante.

Por las fuerzas del viento las dunas se pueden moverse. Las fuerzas del viento hacen erosión y al otro lado de la duna deposición, por que aquí el viento pierde un poquito de su energía, y la carga de arena tiene que bajarse.



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Los *glaciares* que son depósitos de hielo en las altas montañas, ejercen una gran acción abrasiva y de transporte de los materiales de la superficie de la Tierra, siendo diferentes los efectos sobre la topografía si es *glaciar de montaña*, que desciende lentamente por el barranco que rellena, o *glaciar continental*, que rebasa las montañas y colma los valles.



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

A pesar de que los agentes físicos son de mucha importancia en la formación de los suelos, ellos no son capaces de reducir los fragmentos rocosos a tamaños individuales a menos de 0.01 mm. La desintegración a tamaños menores a 0.01 mm sólo puede efectuarse por procesos químicos.

Si el material arrastrado por los glaciares está cementado con suelos producto de la descomposición química de las rocas, y sobre todo si han sido comprimidos por la acción del hielo en los siguientes periodos de glaciación, el suelo glacial resultante se llama *hardpan* y es muy resistente.

c). Meteorización orgánica-biológica

La meteorización orgánica biológica no es tan importante en la naturaleza. Pero también cumple su función. Especialmente los ácidos producidos por plantas podrían afectar las rocas. El rol de algunas bacterias también podría ser importante.

- raíces de plantas
- bacterias

Factores del tipo y cantidad de la meteorización:

a) El clima:

- Las temperaturas máximas y mínimas
- Temperaturas bajo cero (0° C)
- Cantidad de precipitaciones

b) La roca:

- La dureza/ resistencia contra la meteorización
- Composición mineralógica
- Porosidad
- Desgaste estructural (fracturamiento)

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Se completará ahora nuestra definición de suelo y se analizará su última parte: *Suelo es una delgada capa sobre la corteza terrestre de material que proviene de la desintegración y/o alteración, física y/o química de las rocas y de los residuos de las actividades de los seres vivos que sobre ella se asientan.*

Como se puede observar la última parte de la definición nos indica que los restos de la vegetación y otros orgánicos, al ser descompuestos por la acción de los microorganismos para su propia nutrición, dejan como residuo partículas finas de tamaño coloidal denominadas *humus*. El humus se mezcla en diferentes proporciones con las partículas minerales, formándose de esa manera los suelos orgánicos.

□ Geomorfología

Definición: Estudio de las formas del relieve terrestre; estudio de las formas de la superficie de la tierra y su desarrollo geomorfológico.

La meteorización, erosión y el transporte forman la superficie terrestre como nosotros conocemos. Por las fuerzas de agua viento y hielo se forman cerros, valles o llanuras. Principalmente los sectores más altas sufren más erosión y/o transporte como las regiones cerca del nivel del mar.

PRINCIPALES TIPOS DE SUELOS

PRINCIPALES TIPOS DE SUELOS CLASIFICACIÓN

“Todos los objetos, sin excepción, deben aparecer en alguna de las divisiones clasificatorias elaboradas”

Aristóteles, Anatomía de los animales

LA IMPORTANCIA DE CLASIFICAR

Los datos observados son informaciones puntuales que dan respuesta al problema científico si:

- se refieren a un problema definido y cubren todos sus aspectos
- se ordenan y organizan de un modo claro y sistemático en función de los conocimientos que se buscan.

CLASIFICACIÓN

De acuerdo con el origen de sus elementos (aspectos que ya se ha desglosado en la definición), los suelos se dividen en dos amplios grupos: suelos cuyo origen se debe a la descomposición física y/o química de las rocas, o sea los suelos inorgánicos, y suelos cuyo origen es principalmente orgánico.

Si en los suelos inorgánicos el producto del intemperismo de las rocas permanece en el sitio donde se formó, da origen a un *suelo residual*; en caso contrario, forman un *suelo transportado*, cualquiera que haya sido el agente transportador (por gravedad: coluvios; por agua: aluviales o lacustres; por viento: eólicos; por glaciares: depósitos glaciales).

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

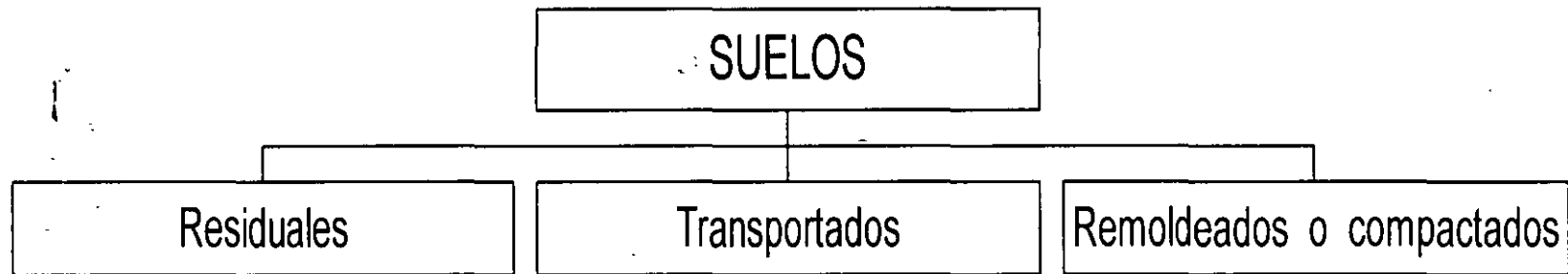
En cuanto a los suelos orgánicos, ellos se forman casi siempre *in situ*. Muchas veces la cantidad de materia orgánica, ya sea en forma de humus o de materia no descompuesta, o en su estado de descomposición, es tan alta con relación a la cantidad de suelo inorgánico que las propiedades que pudieran derivar de la porción mineral quedan eliminadas.

Esto es muy común en las zonas pantanosas, en las cuales los restos de vegetación acuática llegan a formar verdaderos depósitos de gran espesor, conocidos con el nombre genérico de *turbas*.

Se caracterizan por su color negro o café oscuro, por su poco peso cuando están secos y su gran compresibilidad y porosidad. La turba es el primer paso de la conversión de la materia vegetal en carbón.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

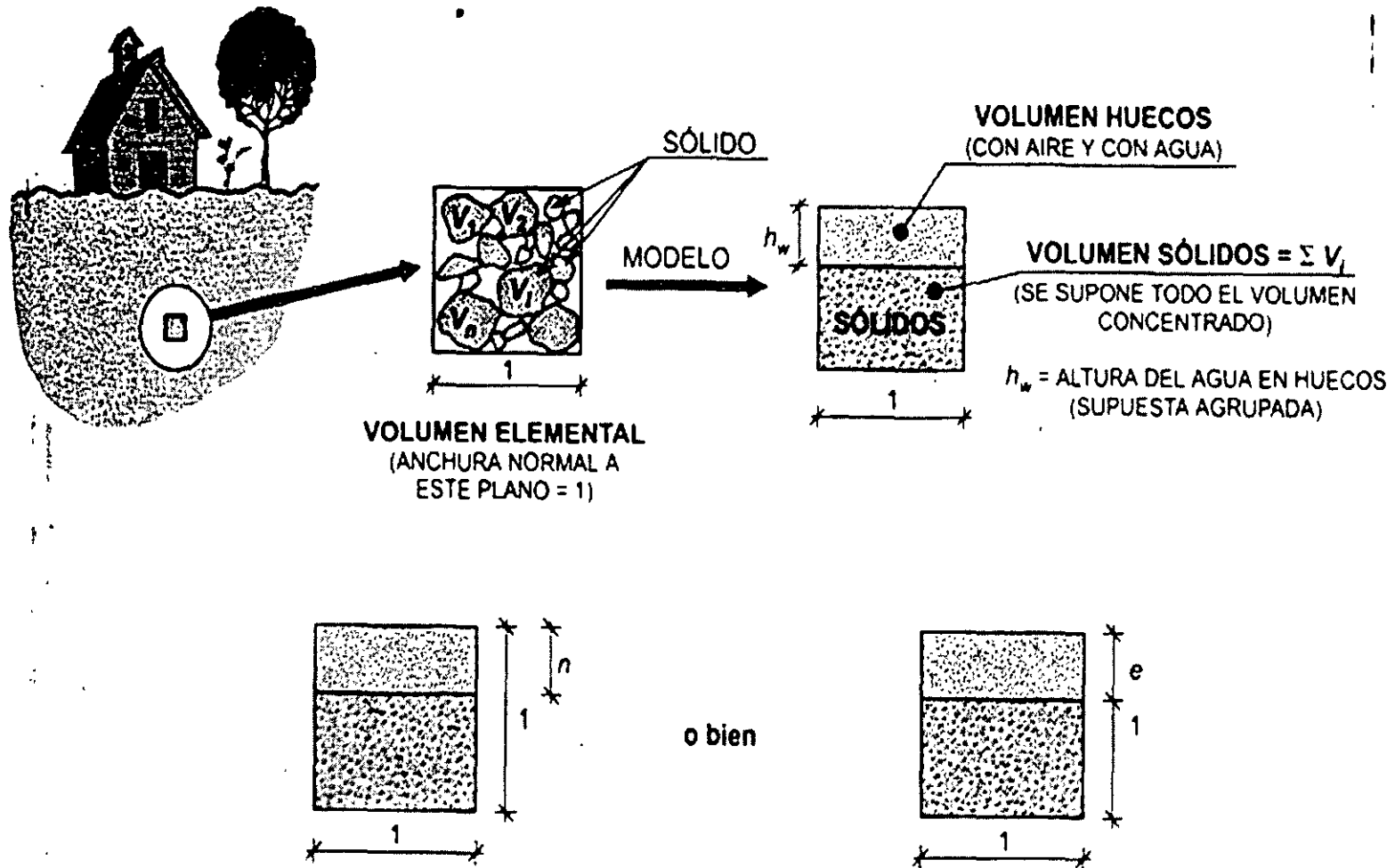
ORIGEN



Depósitos sedimentarios:

- Coluviales*
- Aluviales*
- Lacustres*
- Litorales*
- Glaciares*
- Evaporíticos*
- De climas tropicales*
- De origen volcánico*

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



Modelo simplificado de una muestra representativa de suelo

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Identificación del suelo:

Tamaño, forma y composición

Ejemplo:

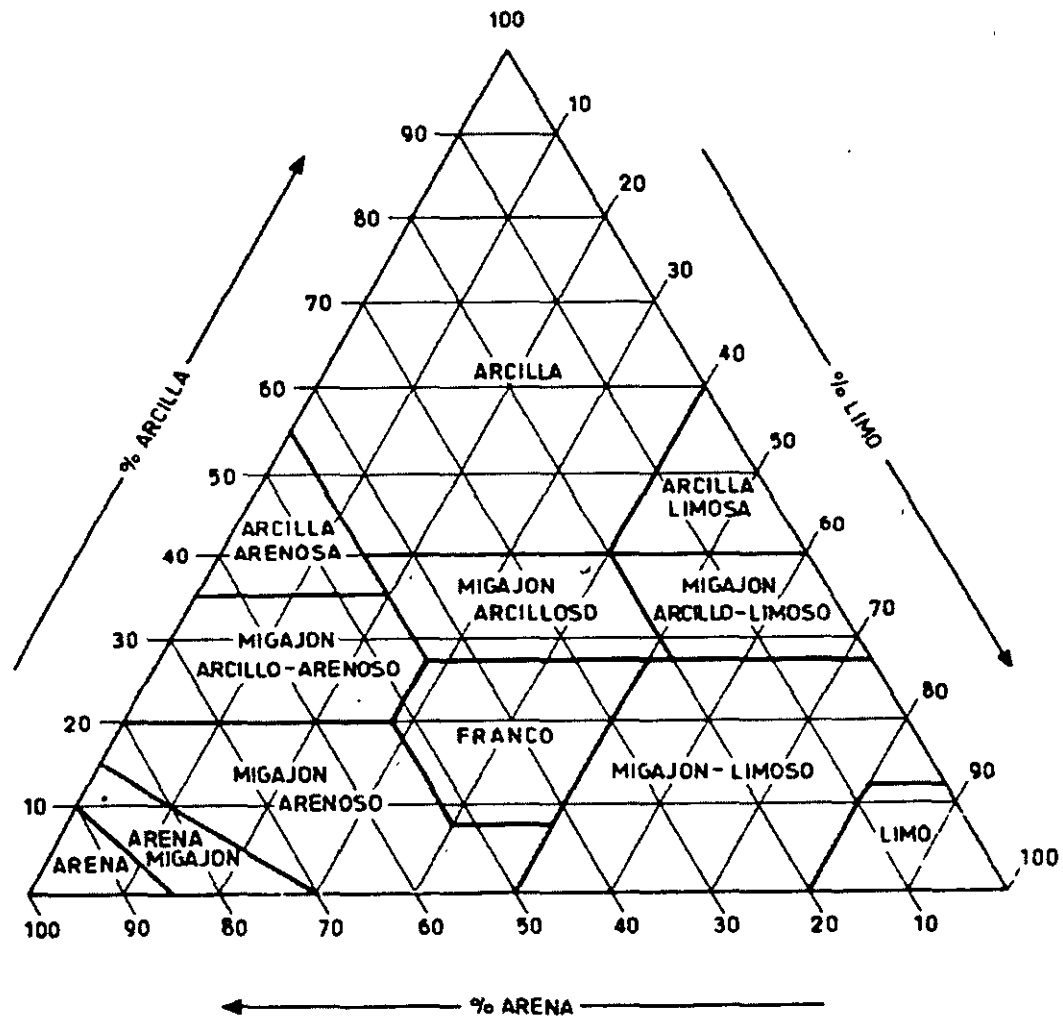
CANTO RODADO: Fragmento de roca con un diámetro comprendido entre 64 y 256 mm., i.e. es mayor que un guijarro y menor que un bloque. Generalmente de redondeado a subredondeado.

Textura: composición del suelo

El suelo está compuesto de granos minerales unidos ligeramente, de distinto tamaño y forma, materia orgánica, agua y gases: sistema trifásico.

Los nexos que unen a las partículas sólidas son relativamente débiles (vs rocas sanas).

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



Triángulo de texturas que muestra los límites de arena, limo y arcilla contenidos en las diferentes clases de textura

ESTRUCTURA DEL SUELO

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

ESTRUCTURA

Como ya se sabe, los suelos están formados por gran cantidad de elementos de composición mineralógica diversa, así como también de diversos tamaños y formas, constituyendo la *estructura* del suelo; es decir, la estructura es la distribución y orden de las partes de un cuerpo. Para el estudio que nos ocupa se deben distinguir tres tipos de estructuras: *granular*, *apanalada* y *floculenta*, las cuales se muestran en las siguientes figuras.

La estructura granular es propia de los suelos integrados por granos, aunque presente diferente magnitud, sin ningún otro enlace más que el que les proporciona la gravedad para que cada partícula individual descansa en los puntos de contacto con las partículas vecinas. La estructura granular es típica de las gravas y arenas.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

La estructura apanalada es típica de los suelos limosos, los cuales fueron depositados en agua, arreglándose las partículas unas con otras para formar arcos con grandes espacios vacíos, como los dejados por los panales de abeja.

La estructura fluculenta es un arreglo complejo de partículas muy finas de arcilla depositadas en agua. En esta estructura las partículas ultra finas se agrupan en flóculos antes de sedimentarse. El agrupamiento de flóculos se debe a la atracción de las partículas de carga eléctrica de signos opuestos.

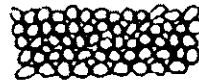


Figura 3.14a Estructura granular.

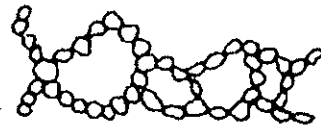


Figura 3.14b Estructura apanalada.

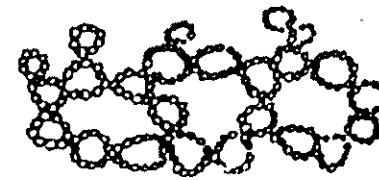
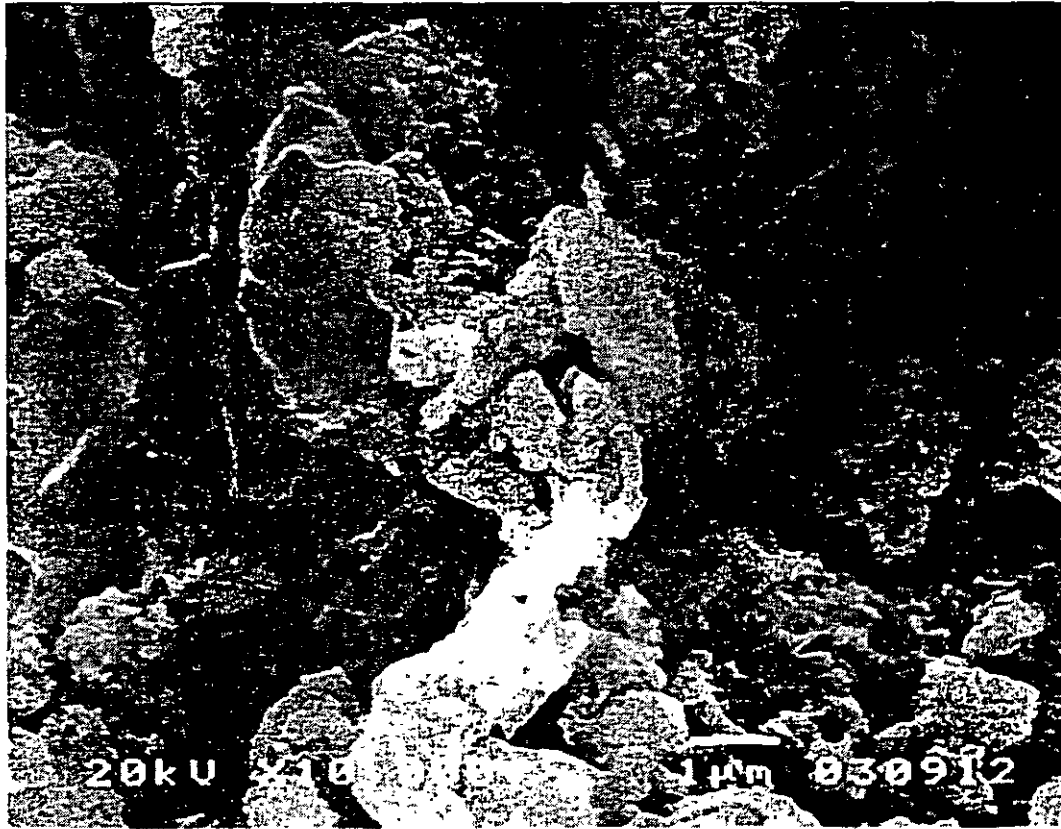


Figura 3.14c Estructura fluculenta

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



Fotografía de partículas de suelo finas al microscopio electrónico

CLASIFICACIÓN DE LOS SUELOS

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

CLASIFICACION DE LOS SUELOS

GENERALIDADES

Dada la gran variedad de suelos que se presentan en la naturaleza, la Mecánica de Suelos ha desarrollado algunos métodos de clasificación de los mismos. Cada uno de estos métodos tiene, prácticamente, su campo de aplicación según la necesidad y uso que los haya fundamentado.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

SISTEMAS DE CLASIFICACIÓN SEGÚN AGENCIAS RECONOCIDAS

1. Pedológico.- independiente de aplicaciones (FAO, UNESCO, USDA).
2. AASHTO.- (*US Bureau of Public Road*) comportamiento como sub-base.
3. *Federal Aviation Agency* (FAA).- se basa en el comportamiento granulométrico y plástico.
4. SUCS (*USCS*).- Casagrande, 1942; adoptado por *Bureau of Reclamation*, EUA y Cuerpo de Ingenieros, y usado en trabajos de Geotecnia.
5. Parámetros de resistencia y deformabilidad para el diseño de la cimentación (Reglamentos): suelos cohesivos y friccionantes (granulares).

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

La existencia de esta variedad de sistemas de clasificación de suelos se debe, posiblemente, al hecho de que tanto el ingeniero civil como el geólogo y el agrónomo analizan el suelo desde diferentes puntos de vista.

Sin embargo, lo que es fundamental es el hecho de que cualquier clasificación que quiera abarcar las necesidades correspondientes debe estar basada en las propiedades mecánicas de los suelos, ya que éstas son elementales en las variadas aplicaciones de la ingeniería.

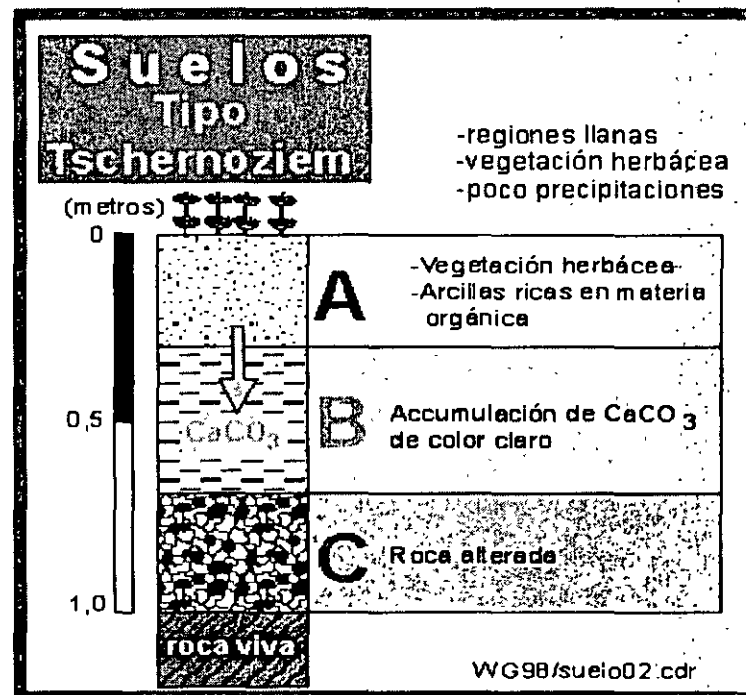
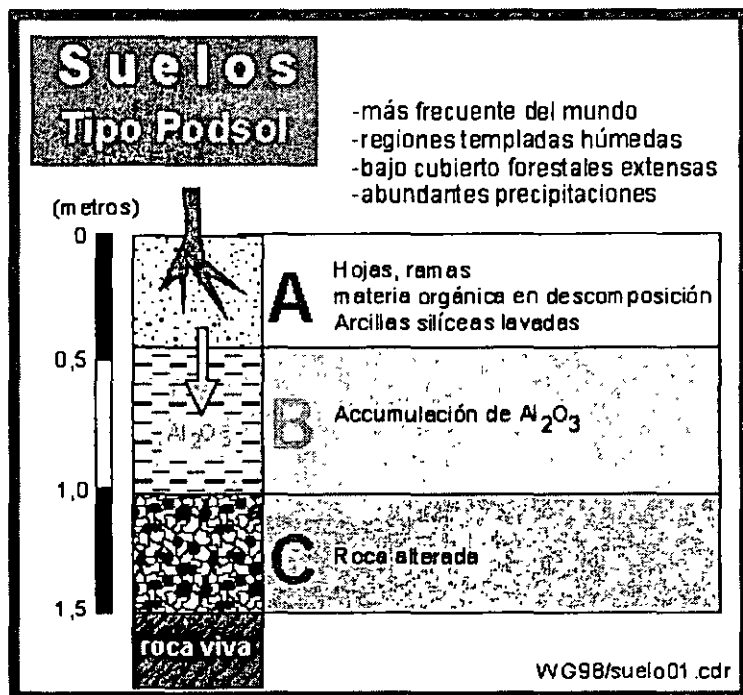
Aunque hoy día es casi aceptado por la mayoría que el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (S.U.C.S.), es el que mejor satisface los diferentes campos de aplicación de la Mecánica de Suelos.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Existen varios tipos de suelos en el mundo. Los más conocidos son el Podsol y el Tschernoziem. Los factores más importantes de la formación de un suelo son:

- El clima
- Temperatura
- Cantidad de precipitaciones
- Tipo de vegetación
- El tiempo (en años)

PEDOLÓGICO



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Unidades de suelos de la FAO

J FLUVISOLES	G GLEYSOLES	Z SOLONCHAKS
Je Fluvisols eútrico	Ge Gleysols eútrico	Zo Solonchak órtico
Jc Fluvisols calcárico	Gc Gleysols calcárico	Zm Solonchak mólico
Jd Fluvisols diátrico	Gd Gleysols diátrico	Zt Solonchak takyrico
Jt Fluvisols thiónico	Gm Gleysols mólico	Zg Solonchak gléyico
	Gh Gleysols húmico	
	Gp Gleysols plúntico	
	Gx Gleysols gélico	
C CHERNOZEMS	K KASTANOZEMS	H PHAEZOZEMS
Ch Chernozems háplico	Kh Kastanozems háplico	Hh Phaeozems háplico
Ch Chernozems cálcico	Kh Kastanozems cálcico	Hh Phaeozems calcárico
Ch Chernozems lúvico	Kh Kastanozems lúvico	Hh Phaeozems lúvico
Ch Chernozems glóssico		Hh Phaeozems gléyico
T ANDOSOLES	M GREYZEMS	E RENDZINA
To Andosol óctrico	Mo Greyzems órtico	
To Andosol mólico	Mo Greyzems gléyico	
To Andosol húmico		
To Andosol vétrico		
X XEROSOLS	Y YERMOSOLS	R REGOSOLS
Xh Xerosols háplico	Yh Yermosols háplico	Re Regosols eútrico
Xh Xerosols cálcico	Yh Yermosols cálcico	Re Regosols calcárico
Xh Xerosols gypsico	Yh Yermosols gypsico	Re Regosols diátrico
Xh Xerosols lúvico	Yh Yermosols takyrico	Re Regosols gélico
Q ARENOSOLS	W PLANOSOLS	L LUVISOLS
Qc Arenosols cámbico	We Planosols eútrico	Lo Luvisols órtico
Ql Arenosols lúvico	Wd Planosols diátrico	Lc Luvisols crómico
Qf Arenosols ferralítico	Wm Planosols mólico	Lk Luvisols cálcico
Qa Arenosols álbico	Wh Planosols húmico	Lv Luvisols vértico
	Ws Planosols solódico	Lf Luvisols férrico
	Wx Planosols gélico	La Luvisols álbico
		Lp Luvisols plúntico
		Lg Luvisols gléyico

PEDOLÓGICO

Unidades de suelos de la FAO (Continúa)

S SOLONETZ	V VERTISOLS	U RANKERS
So Solonets órtico	Vp Vertisols pélico	
Sm Solonets mólico	Ve Vertisols crómico	
Sg Solonets gléyico		
B CAMBISOLS	F FERRALSOLS	A AGRISOLS
Be Cambisols eútrico	Fo Ferralsols órtico	Ao Acrisols órtico
Bd Cambisols diátrico	Fx Ferralsols xánthico	Af Acrisols férrico
Bh Cambisols húmico	Fr Ferralsols rhódico	Ah Acrisols húmico
Bg Cambisols gléyico	Fh Ferralsols húmico	Ap Acrisols plúntico
Bx Cambisols gélico	Fa Ferralsols acrico	Ag Acrisols gléyico
Bk Cambisols cálcico	Fp Ferralsols plúntico	
Bc Cambisols crómico		
I LITHOSOLS	O HISTOSOLS	N NITOSOLS
	Oe Histosols eútrico	N Nitosols eútrico
	Od Histosols diátrico	N Nitosols diátrico
	Ox Histosols gélico	
D PODZOLUVISOLS		P PODZOLS
De Podzoluvissols eútrico		Po Podzols
Dd Podzoluvissols diátrico		Pi Podzols léptico
Dg Podzoluvissols gléyico		Pf Podzols férrico
		Ph Podzols húmico
		Pp Podzols plácico
		Pg Podzols gléyico

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Sistema AASHTO de clasificación de suelos

Clasificación general	Materiales granulares (35% o menos de la muestra total pasan por la malla no. 200)						
	A-1			A-2			
Clasificación del grupo	A-1-a	A-1-b	A-3	A-2-4	A-2-5	A-12-6	A-2-7
Análisis por cribas (%)							
Malla no. 10	50 máx						
Malla no. 40	30 máx	50 máx	51 mín				
Malla no. 200	15 máx	25 máx	10 máx	35 máx	35 máx	35 máx	35 máx
Para la fracción que pasa la malla no. 40							
Límite líquido (<i>LL</i>)				40 máx	41 mín	40 máx	41 mín
Índice de plasticidad (<i>PI</i>)	6 máx		No plástico	10 máx	10 máx	11 mín	11 mín
Tipo usual de material	Fragmentos de roca, grava y arena		Arena fina	Grava y arena limosa o arcillosa			
Calificación de la capa	Excelente a buena						
Clasificación general	Materiales de lodo y arcilla (Más del 35% de la muestra total pasa por la malla no. 200)						
Clasificación del grupo	A-4	A-5	A-6	A-7	A-7-5 ^a	A-7-6 ^b	
Análisis por cribas (%)							
Malla no. 10							
Malla no. 40							
Malla no. 200	36 mín	36 mín	36 mín	36 mín	36 mín	36 mín	
Para la fracción que pasa la malla no. 40							
Límite líquido (<i>LL</i>)	40 máx	41 mín	40 máx	41 mín	41 mín	41 mín	
Índice de plasticidad (<i>PI</i>)	10 máx	10 máx	11 mín	11 mín	11 mín	11 mín	
Tipo usual de material	Principalmente suelos limosos			Principalmente suelos arcillosos			
Calificación de la capa	Regular a pobre						
^a Si $PI \leq LL - 30$, es un A-7-5. ^b Si $PI > LL - 30$, es un A-7-6.							

AASHTO.-
(US Bureau of Public Road)
comportamiento como sub-base

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Comparación de los grupos de clasificación de suelos AASHTO, Unificado y FAA

AASHTO	Unificado	FAA
A-1 _a	GW, GP, SW, GM	E-1
A-1 _b	SW, SP, SM, GC	E-1
A-3	SP	E-1, E-2
A-2-4	CL, ML	E-1, E-2, E-4
A-2-5	CL, ML, CH, MH	
A-2-6	CL, ML	
A-2-7	CL, ML, CH, MH	
A-4	CL, ML	E-5, E-6
A-5	CL, ML, CH, MH	E-9
A-6	CL, ML	E-5, E-7, E-8, E-10, E-11, E-12
A-7	CL, ML, CH, MH	E-7, E-8, E-9, E-10, E-11, E-12
A-8	Turba y detrito orgánicos	E-13 (también turba y/o detrito)

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

SISTEMA UNIFICADO DE CLASIFICACION DE SUELOS (S.U.C.S.)

Este sistema fue presentado por Arthur Casagrande como una modificación y adaptación más general a su sistema de clasificación propuesta en 1942 para aeropuertos.

La tabla siguiente se presenta la clasificación del sistema unificado.

Como puede observarse en dicha tabla, los suelos de partículas gruesas y los suelos de partículas finas se distinguen mediante el cribado del material por la malla No. 200. Los suelos gruesos corresponden a los retenidos en dicha malla y los finos a los que la pasan, y así un suelo se considera grueso si más de 50% de las partículas del mismo son retenidas en la malla No. 200 y fino si más del 50% de sus partículas son menores que dicha malla.

CONCEPT

SUCS

Suelos gruesos y finos:
< 3" (7.62 cm)

> Malla 200 (0.074 mm)

Arenas y gravas:

Malla No. 4 (4.75 mm)

Plasticidad:

Malla No. 40 (0.425 mm)

G: gravel

S: sand

W: well graded

P: poorly graded

M: mo y mjala

C: clay

H: high compressibility

L: low compressibility

O: organic

Pt: peat

Métodos de identificación para la fracción que pasa por el tamiz N.º 40			Símbolo	Nombre del suelo
Gravas más de la mitad de la fracción gruesa es retenida por el tamiz N.º 4	Gravas limpias (con pocos finos o sin ellos)	Amplia gama de tamaños y cantidades apreciables de todos los tamaños intermedios	GW	Gravas bien graduadas, mezclas de grava y arena con pocos finos o sin ellos
		Predominio de un tamaño o un tipo de tamaños, con ausencia de algunos tamaños intermedios	GP	Gravas mal graduadas, mezclas de arena y grava con pocos finos o sin ellos
Arenas más de la mitad de la fracción gruesa pasa por el tamiz N.º 4	Gravas con finos (cantidad apreciable de finos)	Fracción fina no plástica (para la identificación ver el grupo ML más abajo)	GM	Gravas limosas, mezclas mal graduadas de grava, arena y limo
		Finos plásticos (para identificación ver el grupo CL más abajo)	GC	Gravas arcillosas, mezclas mal graduadas de grava, arena y arcilla
	Arenas limpias (con pocos finos o sin ellos)	Amplia gama de tamaños y cantidades apreciables de todos los tamaños intermedios	SW	Arenas bien graduadas, arenas con grava con pocos finos o sin ellos
		Predominio de un tamaño o un tipo de tamaños, con ausencia de algunos tamaños intermedios	SP	Arenas mal graduadas, arenas con grava con pocos finos o sin ellos
Arenas con finos (cantidad apreciable de finos)	Finos no plásticos (para identificación ver el grupo ML más abajo)	SM	Arenas limosas, mezclas de arena y limo mal graduadas	
	Finos plásticos (para identificación ver el grupo CL más abajo)	SC	Arenas arcillosas, mezclas mal graduadas y arenas y arcillas	
Métodos de identificación para la fracción que pasa por el tamiz N.º 40				
Limos y arcillas con límite líquido menor de 50	Resistencia en estado seco (a la disgregación)	Distancia (reacción a la agitación)	Tenacidad (consistencia)	
	Nula a ligera	Rápida a lenta	Nula	ML
	Media a alta	Nula a muy lenta	Media	CL
Limos y arcillas con límite líquido mayor de 50	Ligera a media	Lenta	Ligera	OL
	Ligera a media	Lenta a nula	Ligera a media	MH
	Alta a muy alta	Nula	Alta	CH
	Media a alta	Nula a muy lenta	Ligera a media	OH
Suelos altamente orgánicos		Fácilmente identificables por su color, olor, sensación esponjosa y frecuentemente por su textura fibrosa	Pt	Turba y otros suelos altamente orgánicos

Los suelos que poseen características de dos grupos se designan con la combinación de los dos símbolos. P. ej., GW-GC, mezcla bien graduada de arena y grava. Todos los tamaños de tamices se refieren al U.S. Standard.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Los suelos se designan por símbolos del grupo (ver tabla) El símbolo de cada grupo consta de un prefijo y un sufijo. Los prefijos son las iniciales de los nombres ingleses de los seis principales tipos de suelos (grava, arena, limo, arcilla, suelos orgánicos de grano fino y turba), mientras que los sufijos indican subdivisiones en dichos grupos.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Tabla 6.2 Materiales para terraplenes

Tipo de suelo*	Permeabilidad	Resistencia a la tificación	Resistencia al cortante	Compresibilidad	Susceptibilidad al agrietamiento	Susceptibilidad a la licuación	Manejabilidad		
GW	Permeable	Alta	Muy alta	De baja compresibilidad siempre y cuando hayan sido colocados y compactados adecuadamente. Su compactación es fundamental	No susceptible al agrietamiento	No susceptibles a la licuación cuando están bien compactados.	Muy buena		
QP	Permeable a muy permeable	De alta a media	Alta				Muy buena		
SW	Permeable	Alta a media	Muy alta				Muy buena		
SP	Semipermeable a permeable	Baja a muy baja	Alta				De buena a correcta		
GM	Semipermeable	Alta a media	Alta	Compresibilidad baja si más del 60 por ciento del material es grueso (tamaño superior a la malla No. 4). Si el material contiene menos de 35 por ciento de material grueso, se pueden estimar los asentamientos con base en la compresibilidad de finos.	Mediana a alta	Control de humedad de compactación muy importante	Media si mal compactados		
GC	Impermeable	Muy alta	Alta				Baja	Muy buena	
SM	Semipermeable a impermeable	Media a baja	Alta				Mediana a alta	Muy susceptible si mal compactados	Buena a correcta
SC	Impermeable	Alta	Alta a media				Mediana a baja	Muy baja	Buena a correcta
ML	Impermeable	Baja a muy baja	Media a baja	Los asentamientos pueden ser grandes y se calculan con base en pruebas de consolidación.	Muy susceptibles; deben colocarse con alto grado de saturación	Media a alta si mal compactados	Correcta a muy pobre		
MH	Muy impermeable	Media a alta	Baja			Muy baja	Buena a correcta		
CL	Impermeable	Alta	Media		Mediana a alta	Media a alta si mal compactados	Pobre a muy pobre		
CH	Muy impermeable	Muy alta	Baja a media			Muy baja	Muy pobre		
OL	Impermeable	Media	Baja			Muy baja	Correcta a pobre		

* De acuerdo con el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Tabla 6.3 Suelos de cimentación

<i>Clase de suelo</i>	<i>Suelos gruesos limpios (GW, GP, SW, SP)</i>	<i>Suelos gruesos con finos (GM, GC, SM, SC)</i>	<i>Suelos finos (MH, ML, CH, CL, OL)</i>
Permeabilidad	Permeables. Las pruebas de permeabilidad en el campo son las únicas representativas.	Semipermeables a impermeables. Las pruebas de permeabilidad de campo son las más adecuadas para un contenido de finos menor del 25 por ciento.	Suelos impermeables en caso de no ser fisurados. La determinación del coeficiente de permeabilidad durante una prueba de consolidación es adecuada.
Compresibilidad y expansibilidad	Los asentamientos son pequeños cuando los materiales son compactos, y la magnitud de los esfuerzos reducida. Si los depósitos son heterogéneos pueden dar lugar a irregularidades importantes en la compresibilidad.	La compresibilidad varía considerablemente según la compactación del depósito. Las arenas finas limosas pueden presentar asentamientos bruscos en caso de saturarse bajo carga.	Es indispensable efectuar pruebas de consolidación en el laboratorio. Los suelos limosos no saturados pueden presentar asentamientos bruscos al saturarse bajo carga. Los suelos arcillosos en estado seco pueden presentar expansión al aumentar su contenido de agua.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

<p>Resistencia al corte</p>	<p>Muy variable dependiendo de la compacidad de los depósitos y su homogeneidad. Se relaciona, salvo en el caso de arenas sueltas saturadas, con el número de golpes en una prueba de penetración estándar.</p>	<p>Es indispensable estudiarla en laboratorio efectuando pruebas triaxiales con especímenes inalterados. Se han de tomar en consideración las posibles variaciones del contenido de agua y la heterogeneidad del manto al definir las condiciones de las pruebas.</p>	<p>Es indispensable estudiarla en laboratorio efectuando pruebas triaxiales con especímenes inalterados. Puede ser útil en ciertos casos efectuar una prueba de veleta.</p>
<p>Tubificación</p>	<p>Salvo los materiales de los grupos SW y SP, presentan buena resistencia a la tubificación. Es muy importante en este aspecto la heterogeneidad de los depósitos.</p>	<p>Las arenas limosas presentan una resistencia a la tubificación media a baja, mientras los otros materiales de este grupo tienen una resistencia a la tubificación de alta a media. Es muy importante en este aspecto la heterogeneidad de los depósitos.</p>	<p>Los limos presentan baja resistencia a la tubificación y las arcillas de media a alta. Es muy importante en este aspecto la heterogeneidad de los depósitos.</p>

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Tabla 6.3 (Continuación)

<i>Clase de suelo</i>	<i>Suelos gruesos limpios (GW, GP, SW, SP)</i>	<i>Suelos gruesos con finos (GM, GC, SM, SC)</i>	<i>Suelos finos (MH, ML, CH, CL, OL)</i>
Licuación	Las arenas sueltas finas y saturadas son muy susceptibles a la licuación. Los otros materiales de este grupo son, por lo general, poco sensibles a la licuación.	Las arenas finas, limosas, uniformes y en estado suelto son muy sensibles.	Susceptibilidad prácticamente nula.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

A continuación se describen los suelos más comunes con los nombres generalmente utilizados por el ingeniero civil para su identificación.

Gravas

Las gravas son acumulaciones sueltas de fragmentos de rocas y que tienen más de dos milímetros de diámetro. Dado el origen, cuando son acarreadas por las aguas las gravas sufren desgaste en sus aristas y son, por lo tanto, redondeadas. Como material suelto suele encontrarse en los lechos, en las márgenes y en los conos de deyección de los ríos, también en muchas depresiones de terrenos rellenados por el acarreo de los ríos y en muchos otros lugares a los cuales las gravas han sido retransportadas. Las gravas ocupan grandes extensiones, pero casi siempre se encuentran con mayor o menor proporción de cantos rodados, arenas, limos y arcillas. Sus partículas varían desde 7.62 cm (3") hasta 2.0 mm.

La forma de las partículas de las gravas y su relativa frescura mineralógica depende de la historia de su formación, encontrándose variaciones desde elementos rodados a los poliédricos.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Arenas

La arena es el nombre que se le da a los materiales de granos finos procedentes de la denudación de las rocas o de su trituración artificial, y cuyas partículas varían entre 2 mm. y 0.05 mm. de diámetro.

El origen y la existencia de las arenas es análoga a la de las gravas: las dos suelen encontrarse juntas en el mismo depósito. La arena de río contiene muy a menudo proporciones relativamente grandes de grava y arcilla. Las arenas estando limpias no se contraen al secarse, no son plásticas, son mucho menos comprensibles que la arcilla y si se aplica una carga en su superficie, se comprimen casi de manera instantánea.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Limos

Los limos son suelos de granos finos con poca o ninguna plasticidad, pudiendo ser *limo inorgánico* como el producido en canteras, o *limo orgánico* como el que suele encontrarse en los ríos, siendo en este último caso de características plásticas.

El diámetro de las partículas de los limos está comprendido entre 0.05 mm y 0.005 mm. Los limos sueltos y saturados son completamente inadecuados para soportar cargas por medio de zapatas. Su color varía desde gris claro a muy oscuro. La permeabilidad de los limos orgánicos es muy baja y su compresibilidad muy alta. Los limos, de no encontrarse en estado denso, a menudo son considerados como suelos pobres para cimentar.

Arcillas

Se da el nombre de arcilla a las partículas sólidas con diámetro menor a 0.005 mm y cuya masa tiene la propiedad de volverse plástica al ser mezclada con agua. Químicamente es un silicato de alúmina hidratado, aunque en no pocas ocasiones contiene también silicatos de hierro o de magnesio hidratados. La estructura de estos minerales es, generalmente, cristalina y complicada, y sus átomos están dispuestos en forma laminar.

De hecho se puede decir que hay dos tipos clásicos de tales láminas: uno de ellos del tipo silícico y el otro del tipo alumínico.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Una lámina del tipo silícico se encuentra formada por un átomo de silicio rodeado de cuatro átomos de oxígeno. (figura 1.2a) arreglándose el conjunto en forma de tetraedro. (figura 1.2b) Estos tetraedros se agrupan entre sí formando una unidad hexagonal, la cuál se repite indefinidamente constituyendo una redícula laminar (figura 1.2.c) La unión entre cada dos tetraedros se lleva a cabo mediante un mismo átomo de oxígeno. Algunas entidades consideran como arcillas a las partículas menores a 0.002 mm.

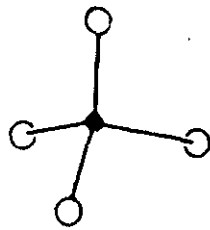


Figura 1.2a

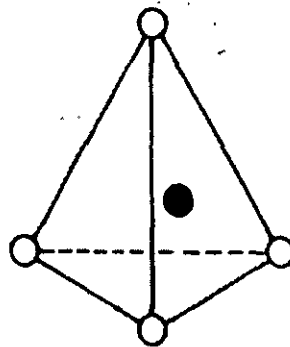


Figura 1.2b Tetraedro.

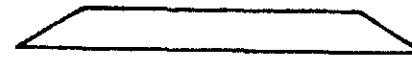


Figura 1.2c Lámina silícica.

● Silicio

○ Oxígeno

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Una lámina del tipo alumínico está formada por un átomo de aluminio rodeado de seis átomos de oxígeno y de oxígeno e hidrógeno (figura 1.2d) arreglándose en conjunto en forma de octaedro (figura 1.2.e), los cuales se agrupan entre sí mediante un átomo común de oxígeno, repitiéndose la formación indefinidamente y dando como resultado una red laminar alumínica (figura 1.2.f).

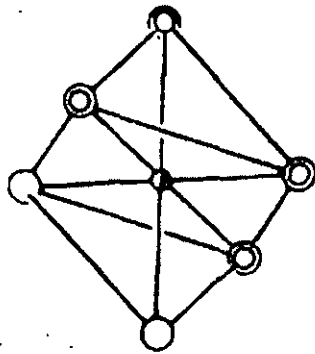


Figura 1.2d

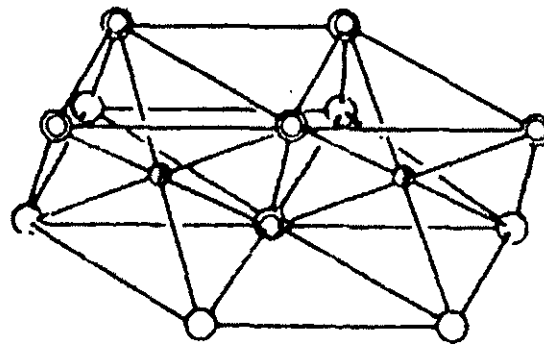


Figura 1.2e Octaedros.



Figura 1.2f Lámina alumínica.

● Aluminio; ○ Oxígeno; ⊙ Hidróxilo; ⊛ Átomo común de oxígeno

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

De acuerdo con su arreglo reticular los minerales de arcilla se pueden clasificar en tres grupos básicos, que son:

- *El coalinítico* (del nombre chino Kau-ling), que procede de la carbonatación de la ortoclasa (feldespato potásico). Las arcillas caoliníticas (figura 1.3) están formadas por una lámina silícica y una lámina alumínica superpuestas de manera indefinida y con una unión tal entre sus retículas que no permiten la penetración de moléculas de agua entre ellas, pues producen una capa electrónicamente neutral, lo que induce, desde luego, a que estas arcillas sean bastante estables en presencia del agua.

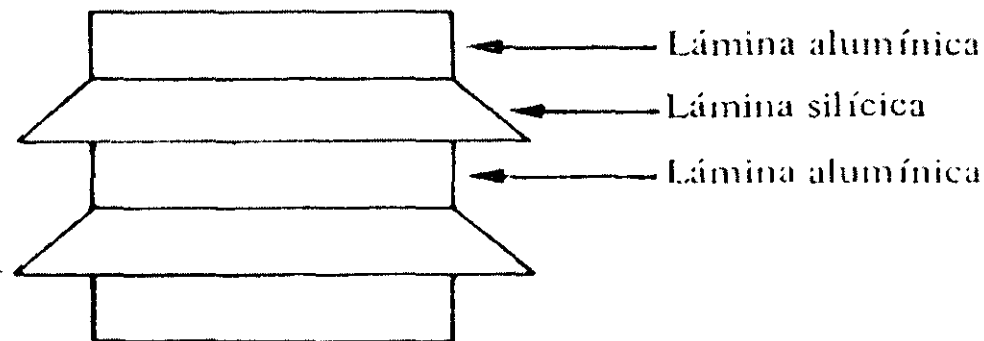


Figura 1.3 Arcilla caolinítica.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

- *El montmorilonítico* (que debe su nombre a Montmorillon, Francia), al cual pertenecen las bentonitas, se forman por la superposición indefinida de una lámina alumínica entre dos láminas silíceas, pero con una unión débil entre sus retículas, lo que hace que el agua pueda penetrar en su estructura con facilidad. Estas arcillas sufren fuerte expansión (Figura 1.4) en contacto con el agua, lo que provoca inestabilidad en ellas.

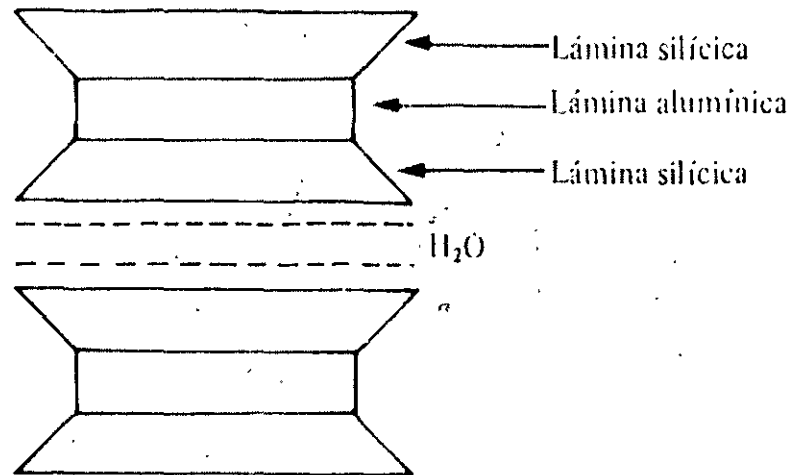


Figura 1.4. Arcilla montmorilonítica.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

- *El ilítico* (que debe su nombre a Illinois, E.U.A), producto de la hidratación de las micas y que presentan un arreglo reticular similar al de las montmoriloníticas, pero con la tendencia a formar grumos por la presencia de iones de potasio, lo que reduce el área expuesta al agua, razón por la cual no son tan expansivas como las arcillas montmoriloníticas.

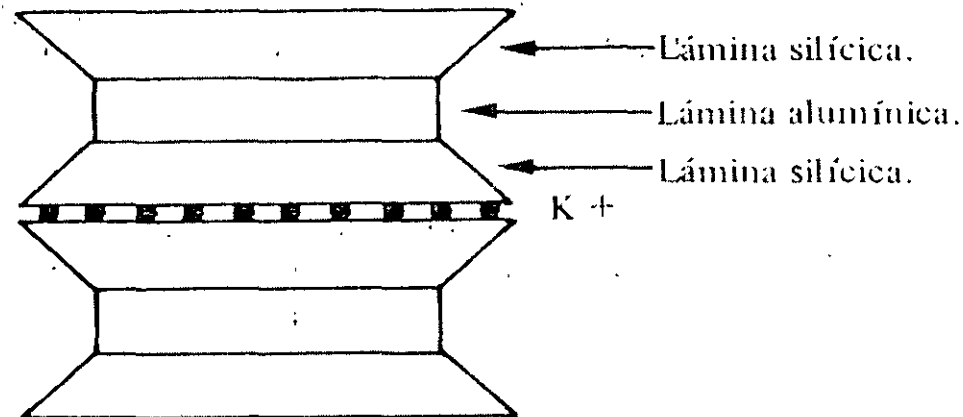
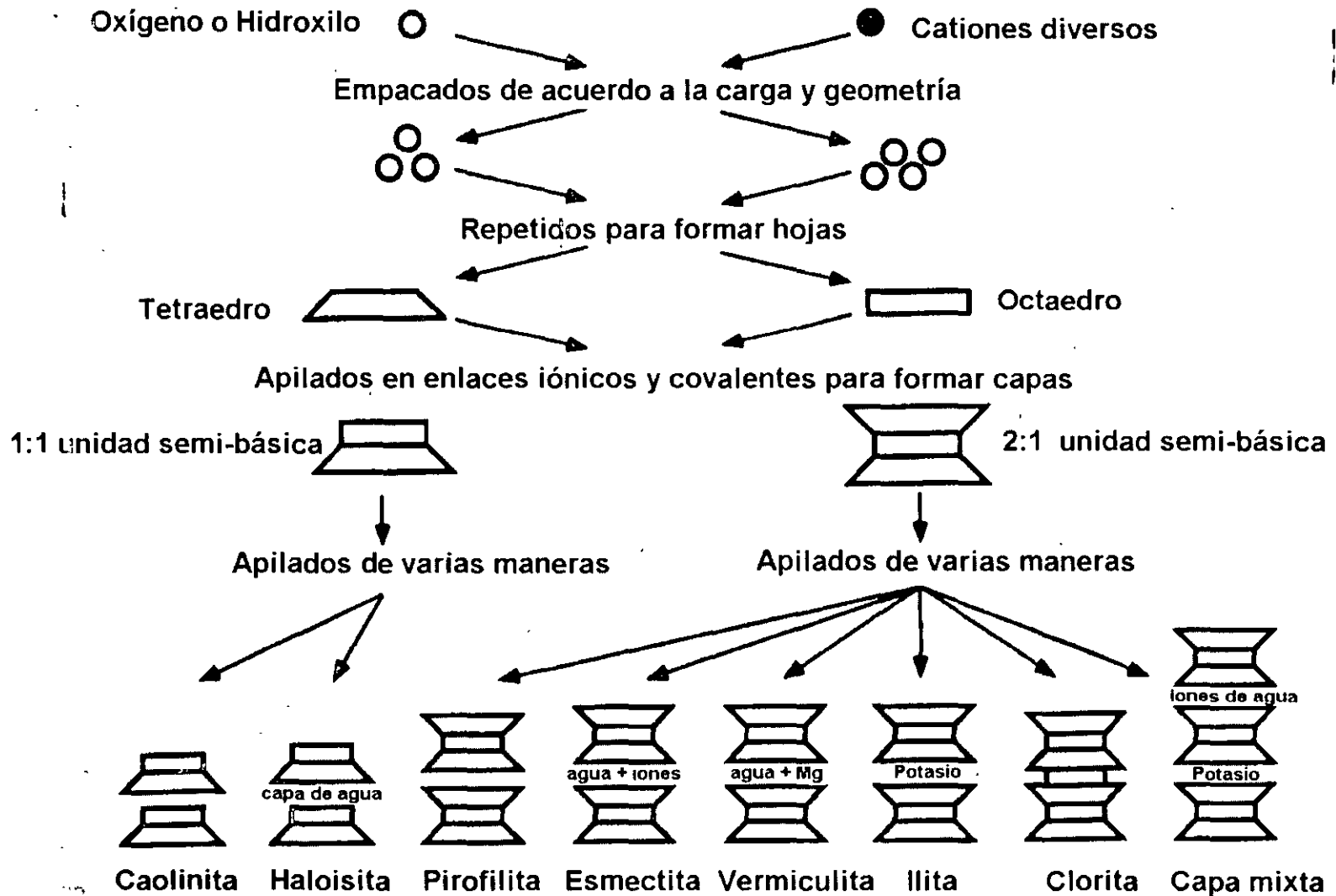


Figura 1.5 Arcilla ilítica.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

ALGUNAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LOS SUELOS

IMPORTANCIA DEL CONOCIMIENTO DEL SUELO

El conocimiento de las principales características físicas de los suelos es de fundamental importancia en el estudio de la Mecánica de Suelos, pues mediante su atinada interpretación se puede predecir el futuro comportamiento de un terreno bajo cargas cuando dicho terreno presente diferentes contenidos de humedad. Estas características se explican a continuación.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

PESO VOLUMÉTRICO

Se denomina peso volumétrico de un suelo (γ) al peso de dicho suelo contenido en la unidad de volumen, y generalmente se expresa en kg/m^3 .

La principal aplicación de este dato está en la conversión de pesos de material y volúmenes y viceversa.

$$\gamma = \frac{P_s}{V_T}$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

DENSIDAD

La *densidad absoluta* de un cuerpo es la masa de dicho cuerpo contenida en la unidad de volumen, sin incluir sus vacíos. La *densidad aparente* es la masa de un cuerpo contenida en la unidad de volumen, incluyendo sus vacíos.

La densidad relativa de un sólido es la relación de su densidad a la densidad absoluta del agua destilada a una temperatura de 4°C. Así pues *en un suelo*, la densidad relativa del mismo se define como la relación de la *densidad absoluta o aparente* promedio de las partículas que constituyen el suelo, a la densidad absoluta del agua destilada, a 4°C, que tiene un valor de 1 g/cm^3 .

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

$$\text{Densidad absoluta} = D_a = \frac{P_s}{V_s}$$

$$\text{Densidad aparente} = D'_a = \frac{P_s}{V_t}$$

$$\text{Densidad relativa} = D_r = \frac{D_a}{D_w}; \text{ o bien } D_r = \frac{D'_a}{D_w}$$

en las cuales:

P_s = Peso de la partícula sólida en gramos

V_s = Volumen de sólidos en cm^3 .

V_t = Volumen de sólidos más volumen de huecos, en cm^3 .

D_w = Densidad absoluta del agua destilada a temperatura de 4°C ; tiene valor de 1 g/cm^3 .

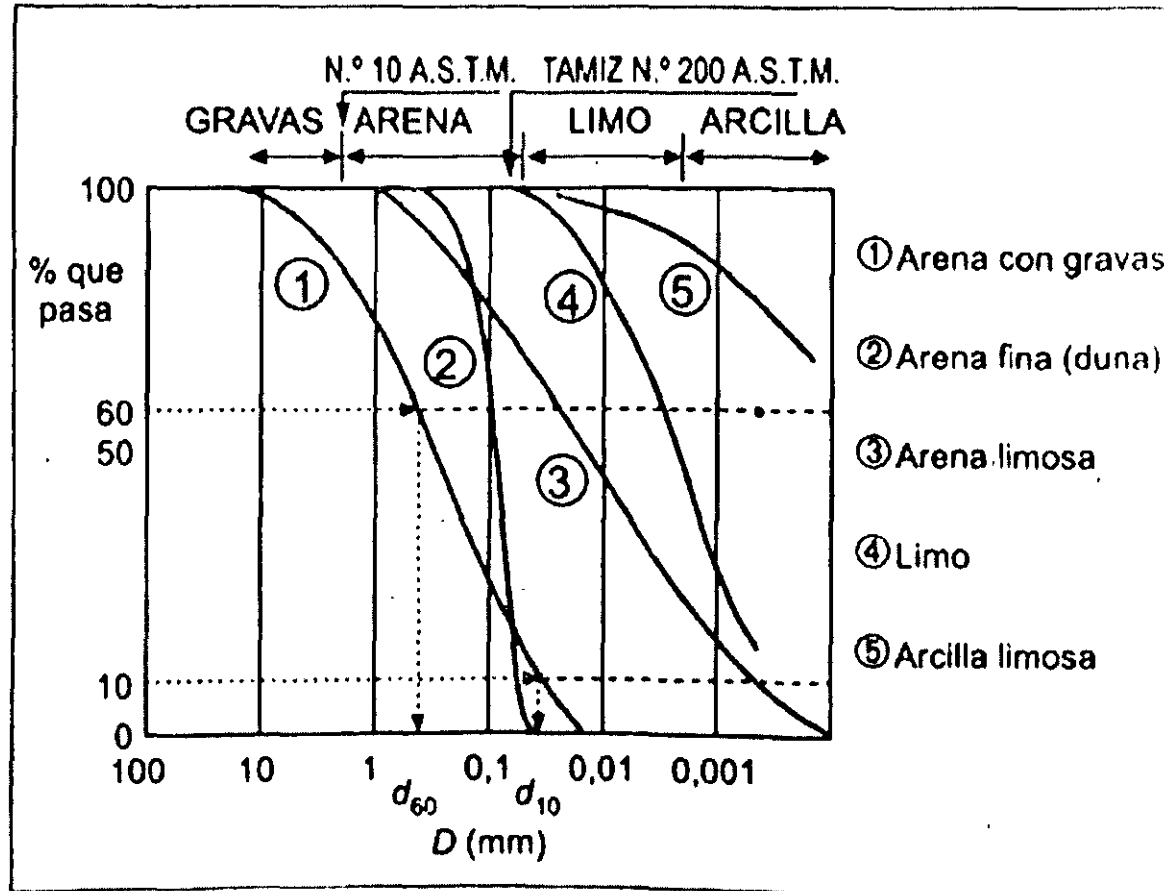
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

GRANULOMETRIA

El conocimiento de la composición granulométrica de un suelo grueso sirve para discernir sobre la influencia que puede tener en la densidad del material compactado. El análisis granulométrico se refiere a la determinación de la cantidad en porciento de los diversos tamaños de las partículas que constituyen el suelo. Para el conocimiento de la composición granulométrica de un determinado suelo existen diferentes procedimientos.

Para clasificar por tamaños las partículas gruesas el procedimiento más expedito es el del tamizado. Sin embargo al aumentar la finura de los granos el tamizado se hace cada vez más difícil, teniendo entonces que recurrir a procedimientos por sedimentación.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



Granulometría de partículas.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Ejemplo:

Solución aritmética:

a) Granulometría grande:

<i>Malla</i>	<i>Peso Retenido (gr)</i>	<i>% Retenido</i>	<i>% Acumulativo</i>	<i>% Que pasa la malla</i>
1 1/2''	0	0	0	100
1''	1,818.1	12.00	12	88
3/4''	1,212.1	8.00	20	80
3/8''	3,030.2	20.00	40	60
# 4	2,272.7	15.00	55	45
Pasa # 4	6,818.1	45.00	100	0
Suma	15,151.2	100		

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

b) Granulometría chica:

<i>Malla</i>	<i>Peso Retenido (gr)</i>	<i>% Retenido</i>	<i>% Acumulativo</i>	<i>% Que pasa la malla</i>
10	31.5	7.0	7 (62)	38
20	27.6	6.0	13 (68)	32
40	29.1	7.0	20 (75)	25
60	22.0	5.0	25 (80)	20
100	24.0	5.0	30 (85)	15
200	19.8	5.0	35 (90)	10
Pasa 200	46.0	10.0	45 (100)	0
Suma	200.0	45.0		

c) Los resultados anteriores se grafican en papel semi-logaritmico:

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

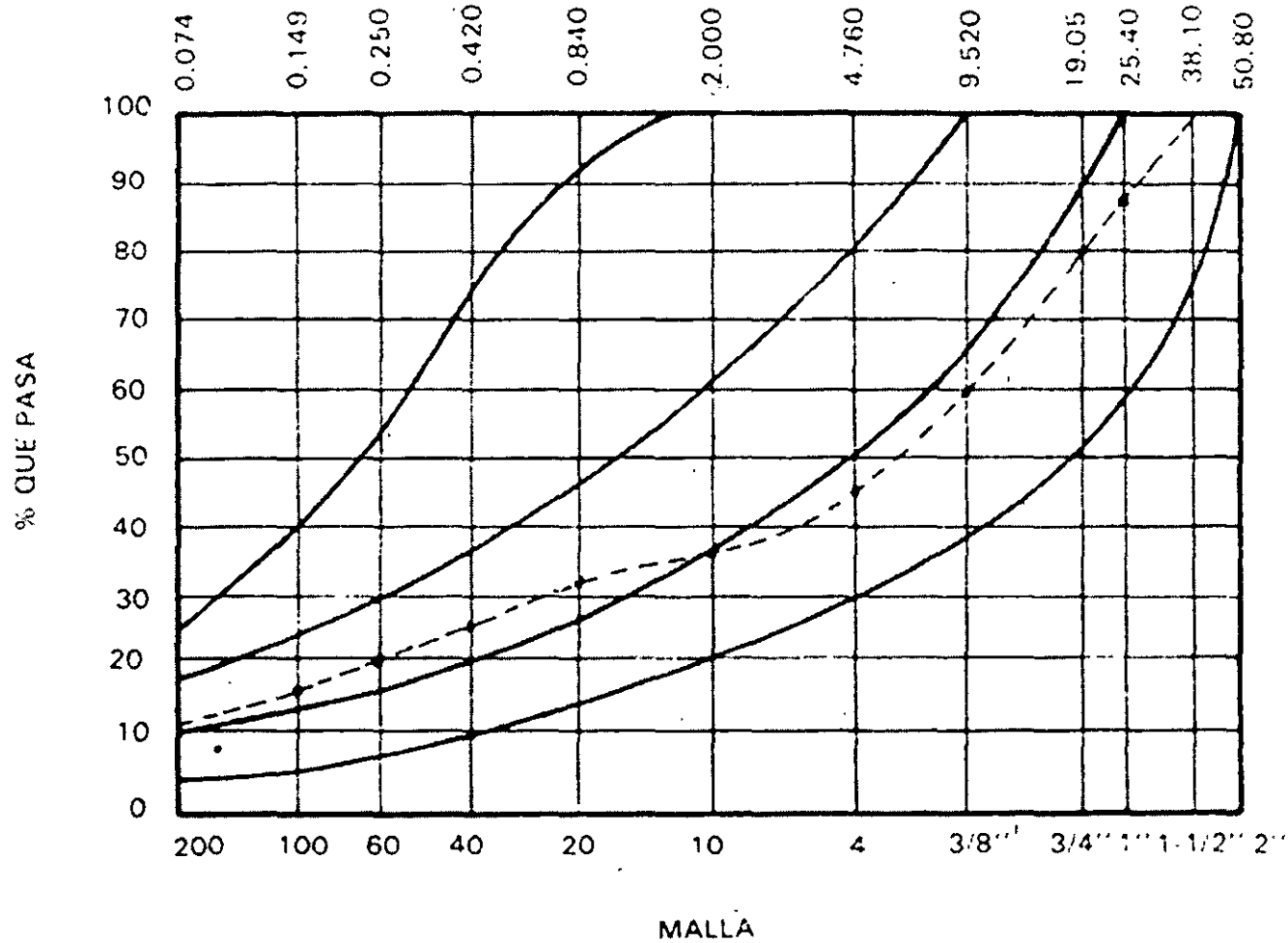
Conocida la composición granulométrica del material, se le representa gráficamente para formar la llamada curva granulométrica del mismo. Como tamaño de las partículas puede considerarse el diámetro de ellas cuando es indivisible bajo la acción de una fuerza moderada como la producida por un mazo de madera golpeando ligeramente.

Haciendo uso de los valores de la columna *que pasa la malla*, se grafica la composición granulométrica del material analizado y se compara dicha granulometría con la que marcan las especificaciones.

Las cuatro curvas marcadas como especificaciones corresponden a materiales bien graduados que al ser compactados darán un mínimo de vacíos, por lo que servirán de comparación. Sin embargo, un material cuyas partículas muestran forma de lajas o de agujas puede presentar gran cantidad de vacíos, a pesar de que su curva granulométrica indique una sucesión adecuada de tamaños.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

GRAFICA DE COMPOSICION GRANULOMETRICA I



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Las características granulométricas de un suelo pueden expresarse por un término numérico indicativo de algún tamaño de grano característico y del grado de uniformidad, o bien por medio de nombres o símbolos que indiquen la fracción del suelo predominante.

El método más conocido es el de Allen Hazen, quién descubrió que la permeabilidad de las arenas sueltas para filtros dependía de dos cantidades que llamó *diámetro efectivo y coeficiente de uniformidad*.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

El diámetro efectivo, D_{10} , es el tamaño de partículas que corresponde a $P=10\%$, en la curva granulométrica, de modo que el 10% de las partículas son más finas que D_{10} y el 90% más gruesas.

El coeficiente de uniformidad C_u es igual a D_{60}/D_{10} , en que D_{60} es el diámetro en milímetros para el cual el 60% de las partículas son menores a ese diámetro.

Diámetro efectivo (D_{10}) = 0.074 mm

$$\text{Coeficiente de uniformidad} = C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} = \frac{9.520}{0.074} = 128.6$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Otro valor numérico que ayuda a conocer las condiciones granulométricas de un suelo es el *coeficiente de curvatura*, C_c , que es igual a:

$$\text{Coeficiente de curvatura} = C_c = \frac{(D_{30})^2}{(D_{60})(D_{10})} = \frac{(0.75)^2}{(9.52)(0.074)} = 0.80$$

Un material bien graduado debe cumplir la condición de que el coeficiente de uniformidad sea mayor de 4 gravas y mayores de 6 para arenas, y que el *coeficiente de curvatura*, C_c , esté comprendido entre 1 y 3.

Cuando el *coeficiente de uniformidad*, C_u , es menor que los valores indicados, ello significa que el material no es graduado sino prácticamente uniforme en el diámetro de sus partículas.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Únicamente en los suelos gruesos cuya composición granulométrica puede ser determinada por medio de mallas puede la distribución de tamaños indicar algo de lo relativo a las propiedades físicas del material; así, por ejemplo: los suelos bien graduados tienen mejor comportamiento ingenieril que aquéllos de granulometría uniforme.

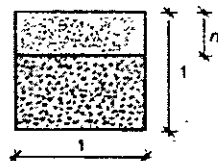
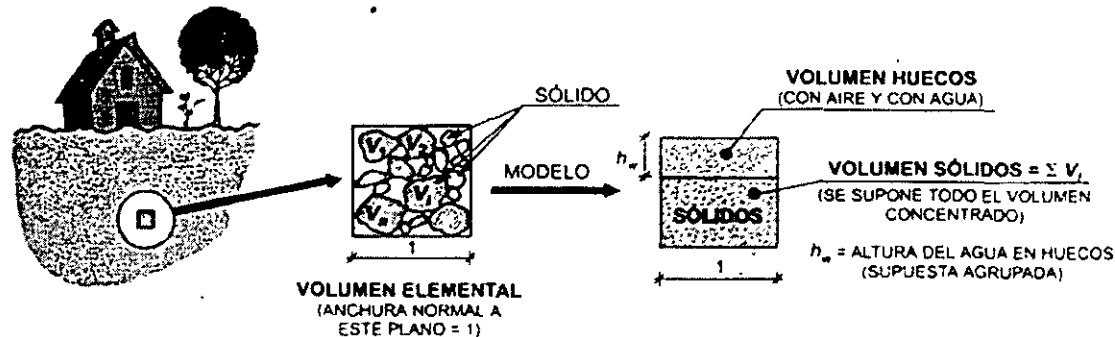
Sin embargo, en los suelos finos sus propiedades tanto mecánicas como hidráulicas dependen de su estructura, plasticidad e historia geológica. Esto hace la determinación de la granulometría de dichos suelos no conduzca a obtener, por si sola, datos muy útiles sobre ellos.

**RELACIONES VOLUMETRICO-
GRAVIMÉTRICAS**

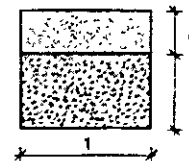
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

□ FASES DE UN SUELO

Siendo un suelo un medio poroso se le puede considerar formado, normalmente, por tres fases: a) la fase sólida, formada por partículas minerales u orgánicas, o por ambas; b) la fase líquida, que llena parcial o totalmente los vacíos del suelo, y c) la fase gaseosa, que llena parcial o totalmente los vacíos que deja la fase líquida. Estas tres fases se representan esquemáticamente, y en forma imaginativa nada más, en la figura la V representa el volumen total del suelo, V_v el volumen de vacíos y V_s el de las partículas sólidas.



o bien



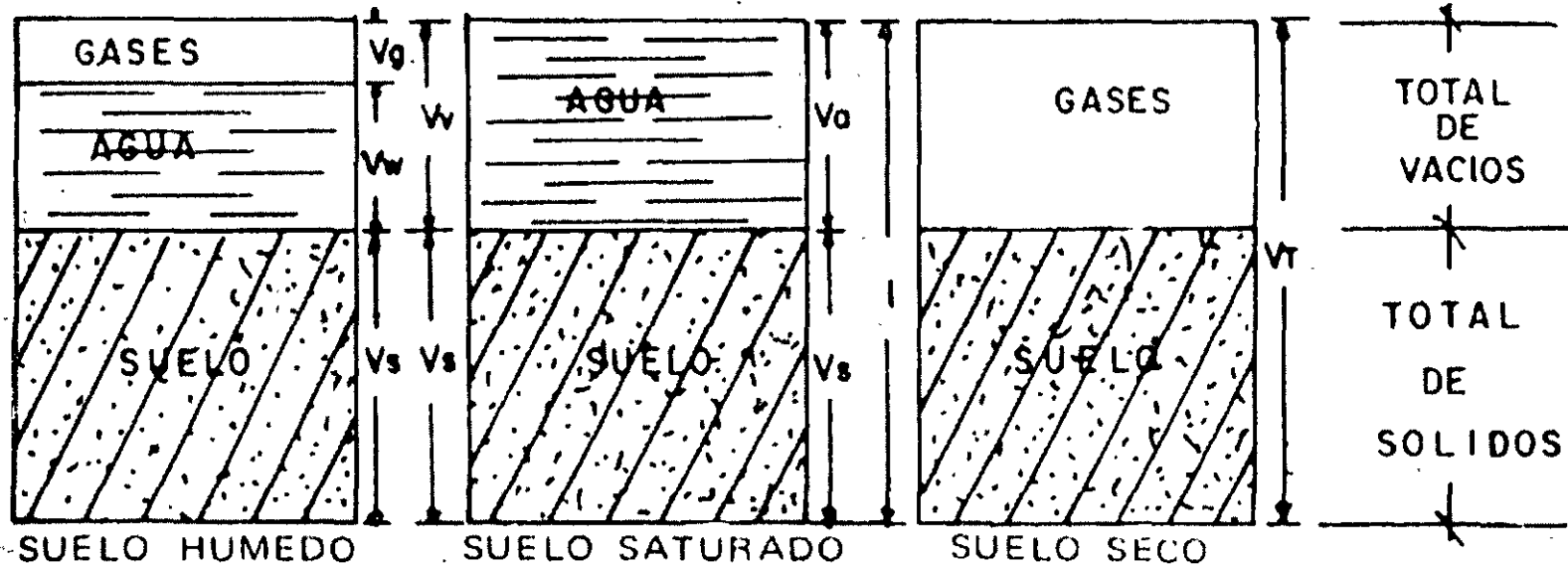
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

□ FASES DE UN SUELO

De lo anterior se desprende que :

$$V_t = V_v + V_s$$

Por otra parte, el volumen de vacíos está ocupado por gases, V_g , y por agua V_w , de manera que la expresión anterior puede escribirse así:



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

04

$$V_t = V_g + V_w + V_s$$

De los conceptos anteriores resultan algunas relaciones volumétricas, tales como:

↓ *Relación de vacíos*, que es la relación entre el volumen de vacíos y el volumen de sólidos.

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

↓ *Porosidad*, que es la relación entre el volumen de vacíos y el volumen total; generalmente se expresa en porcentaje:

$$n = \frac{V_v}{V_t} \times 100$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

↓ La relación de vacíos puede expresarse en función de la porosidad de la manera siguiente:

$$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{V_v}{V_t - V_v} = \frac{\frac{V_v}{V_t}}{\frac{V_t}{V_t} - \frac{V_v}{V_t}} = \frac{n}{1 - n}$$

↓ De igual manera, la porosidad puede expresarse en función de la relación de vacíos así:

$$n = \frac{V_v}{V_t} = \frac{V_v}{V_s + V_v} = \frac{\frac{V_v}{V_s}}{\frac{V_s}{V_s} + \frac{V_v}{V_s}} = \frac{e}{1 + e} = \left(\frac{1}{1 + e} \right) e$$

El término $\frac{1}{1 + e}$ que aparece en la expresión anterior es igual a:

$$\frac{1}{1 + e} = \frac{1}{1 + \frac{V_v}{V_s}} = \frac{V_s}{V_s + V_v} = \frac{V_s}{V_t}$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

$$\therefore \frac{1}{1 + e} = \frac{V_s}{V_t}$$

Como ya se sabe, la densidad absoluta se expresa también así:

$$D_a = \frac{P_s}{V_s}, \text{ de donde } P_s = D_a \cdot V_s$$

Peso volumétrico seco es la relación del peso de los sólidos del suelo a su volumen total:

$$\gamma_s = \frac{P_s}{V_t} = \frac{D_a \cdot V_s}{V_t}, \text{ y como } \frac{V_s}{V_t} = \frac{1}{1 + e}, \text{ entonces:}$$

$$\gamma_s = \frac{D_a}{1 + e}$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

El peso volumétrico saturado totalmente será:

$$\gamma_{\text{sat}} = \frac{P_s + P_w}{V_t} = \frac{P_s}{V_t} + \frac{P_w}{V_t} = \frac{D_a}{1 + e} + \frac{P_w}{V_t} = \frac{D_a}{1 + e} + \frac{V_w \cdot D_w}{V_t}$$

Y como $V_w = V_v$, porque el suelo está totalmente saturado, entonces:

$$\gamma_{\text{sat}} = \frac{D_a}{1 + e} + \frac{V_v \cdot D_w}{V_t} = \frac{D_a}{1 + e} + n D_w; \text{ y como } n = \frac{e}{1 + e},$$

$$\gamma_{\text{sat}} = \frac{D_a}{1 + e} + \frac{e}{1 + e} \cdot D_w = \left(\frac{D_a + e}{1 + e} \right) D_w, \text{ y como}$$

$D_w = 1 \text{ g/cm}^3$ se puede representar:

$$\gamma_{\text{sat}} = \frac{D_a + e}{1 + e}$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

El peso volumétrico sumergido, que es el peso del material cuando se encuentra bajo el nivel freático, se obtiene así:

$$\gamma' = \gamma_{\text{sum}} = \frac{P_s}{V_t} - \frac{V_s \cdot D_w}{V_t}, \text{ en donde } V_s \cdot D_w \text{ representa el empuje}$$

ascensional, igual al volumen desalojado. Ahora bien, como $\frac{V_s}{V_t} = \frac{1}{1+e}$,

$$\gamma' = \gamma_{\text{sum}} = \frac{P_s}{V_t} - \frac{D_w}{1+e} = \frac{D_a \cdot V_s}{V_t} - \frac{D_w}{1+e} =$$

$$= \frac{D_a}{1+e} - \frac{D_w}{1+e} = \left(\frac{D_a - 1}{1+e} \right) \cdot D_w,$$

y como $D_w = 1 \text{ g/cm}^3$, se puede escribir:

$$\gamma' = \frac{D_a - 1}{1+e}$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

↓ Por otro lado, el peso volumétrico seco " γ_s " se puede obtener del peso volumétrico húmedo " γ_h " así:

$$\gamma_s = \frac{\gamma_h}{1 + \frac{\omega}{100}}$$

↓ La *humedad* es la relación del peso del agua al peso de los sólidos en una determinada masa de suelo, expresada, generalmente, en porcentaje:

$$w = \frac{P_w}{P_s} \times 100$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Δ *Grado de saturación*. Es la relación del volumen de agua que contiene el suelo al volumen de vacíos del mismo, expresado como porcentaje:

$$G = \frac{V_w}{V_v} \times 100$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

↓ *Compacidad relativa.* En los suelos formados por partículas gruesas, como las gravas y las arenas, es muy importante conocer su estado de compacidad, que viene definida por la llamada "compacidad relativa" y que se expresa como sigue:

$$C_r = \frac{e_{\text{máx}} - e_{\text{nat}}}{e_{\text{máx}} - e_{\text{mín}}}$$

Generalmente la "compacidad" relativa se expresa en porcentaje. Cuando los suelos tienen cantidades apreciables de arcilla o limo, la C_r pierde su significado por no tener valores definidos la $e_{\text{máx}}$ y la $e_{\text{mín}}$. Así $e_{\text{máx}}$, $e_{\text{mín}}$ y e_{nat} son la relación de vacíos en su estado más suelto, en su estado más compacto y en su estado natural, respectivamente. Luego entonces, la compacidad relativa indica el grado de compacidad de un suelo granular en su estado natural, determinado mediante la relación del máximo incremento posible de su relación de vacíos a la amplitud total de variación de dicha relación.

Otra forma de expresar la compacidad relativa es haciendo uso de los pesos volumétricos "secos" en estado natural, en estado suelto y en estado máximo como se indica a continuación.

Sea: $\gamma_{\text{máx}}$ = peso volumétrico seco máximo.

$\gamma_{\text{mín}}$ = peso volumétrico seco mínimo.

γ_{nat} = peso volumétrico seco en estado natural.

Ya se sabe que:

$$\gamma_s = \frac{D_s}{1 + e}, \text{ de donde: } e = \frac{D_s}{\gamma_s} - 1$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

$$\therefore e_{\text{máx}} = \frac{D_a}{\gamma_s \text{ mín}} - 1$$

$$e_{\text{mín}} = \frac{D_a}{\gamma_s \text{ máx}} - 1$$

$$e_{\text{nat}} = \frac{D_a}{\gamma_s \text{ nat}} - 1$$

Reemplazando se tiene:

$$C_r = \frac{e_{\text{máx}} - e_{\text{nat}}}{e_{\text{máx}} - e_{\text{mín}}} = \frac{\frac{D_a}{\gamma_s \text{ mín}} - 1 - \frac{D_a}{\gamma_s \text{ nat}} - 1}{\frac{D_a}{\gamma_s \text{ mín}} - 1 - \frac{D_a}{\gamma_s \text{ máx}} - 1} =$$

$$C_r = \frac{\frac{1}{\gamma_s \text{ mín}} - \frac{1}{\gamma_s \text{ nat}}}{\frac{1}{\gamma_s \text{ mín}} - \frac{1}{\gamma_s \text{ máx}}}$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

que no es más que la comparación entre la compacidad natural del suelo y sus estados suelto y denso. La fórmula anterior puede expresarse de otra manera:

$$C_r = \frac{\frac{\gamma_{nat} - \gamma_{mín}}{\gamma_{nat} \cdot \gamma_{mín}}}{\frac{\gamma_{máx} - \gamma_{mín}}{\gamma_{máx} \cdot \gamma_{mín}}} = \frac{\gamma_{nat} - \gamma_{mín}}{\gamma_{máx} - \gamma_{mín}} \cdot \frac{\gamma_{máx} \cdot \gamma_{mín}}{\gamma_{nat} \cdot \gamma_{mín}}$$
$$\therefore C_r = \frac{\gamma_{nat} - \gamma_{mín}}{\gamma_{máx} - \gamma_{mín}} \cdot \frac{\gamma_{máx}}{\gamma_{nat}}$$

Se dice que un material granular (grava o arena) estará en estado:

Muy flojo, si su compacidad relativa varía de 0 a 15%.

Flojo, si su compacidad relativa varía de 16% a 35%.

Medio, si varía de 36% a 65%.

Denso, si varía de 66% a 85%.

Y muy denso, si varía de 86% a 100%.

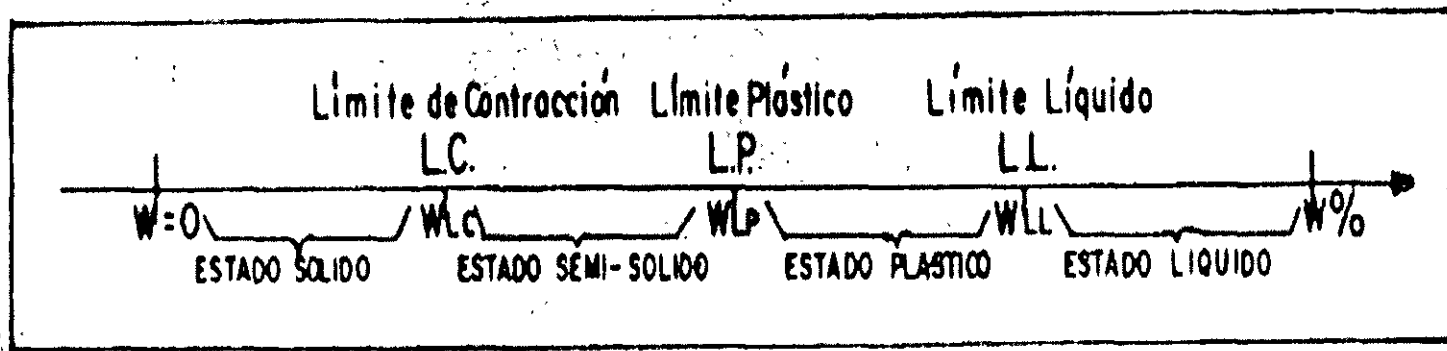
PLASTICIDAD DE LOS SUELOS

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

PLASTICIDAD DE LOS SUELOS

La plasticidad es la característica de los suelos finos que para un cierto intervalo de contenido de agua, pueden deformarse, sin agrietarse ni desmoronarse, sin rebote elástico y sin una pérdida apreciable de agua.

Las arcillas presentan esta propiedad en grado variable. Pero conocer la plasticidad de un suelo se hace uso de los límites de Atterberg, quien por medio de ellos separó los cuatro estados de consistencia de los suelos cohesivos.



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Los mencionados límites son: *Límite Líquido (LL)* *Límite Plástico (LP)* y *Límite de Contracción (LC)*, y mediante ellos se puede dar una idea del tipo de suelo en estudio. Todos los límites de consistencia se determinan empleando suelo que pase la malla No. 40. La diferencia entre los valores del límite líquido (LL) y del límite plástico (LP) da el llamado Índice Plástico (IP) del suelo. Los límites líquido y plástico dependen generalmente de las características de la arcilla .

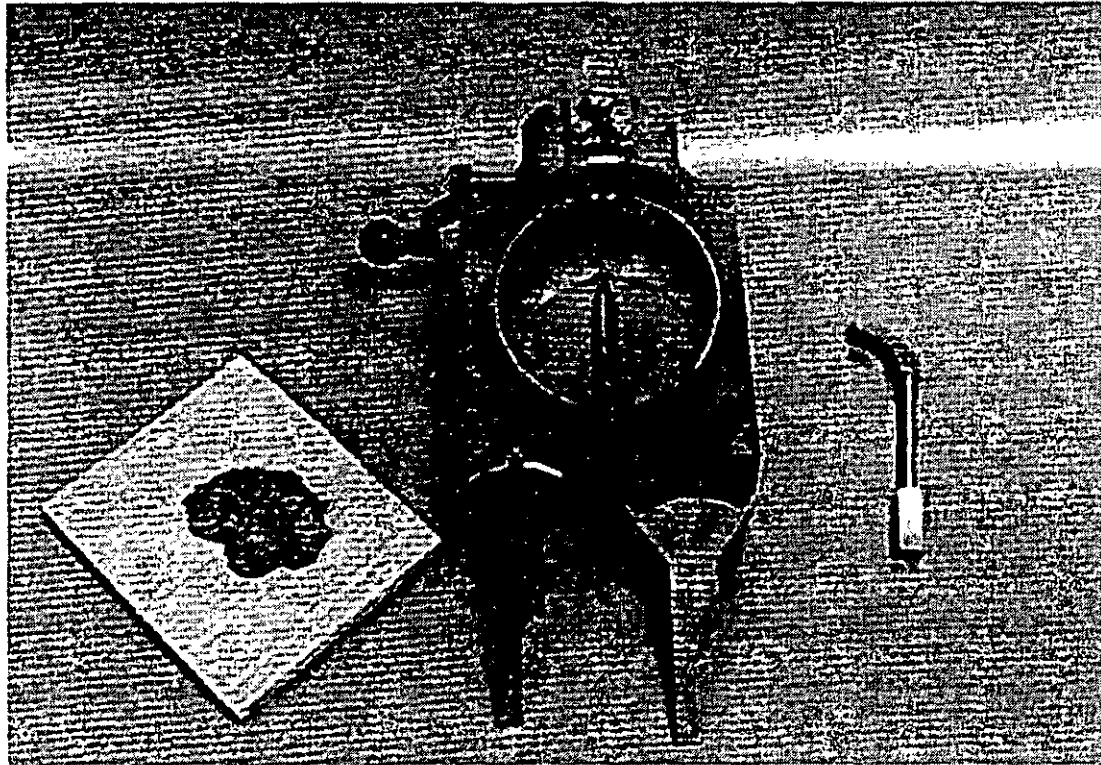
Cuando no se puede determinar el límite plástico de un suelo se dice que es *no plástico (NP)*, y en este caso el índice plástico se dice que es igual a cero. El índice de plasticidad indica el rango de humedad a través del cual los suelos con cohesión tienen propiedades de un material plástico.

LIMITE LIQUIDO

El límite líquido se define como el contenido de humedad expresado en porcentaje con respecto al peso seco de la muestra, con el cual el suelo cambia del estado líquido al plástico. De acuerdo con esta definición, los suelos plásticos tienen en el límite líquido una resistencia muy pequeña al esfuerzo de corte, pero definida, y según Atterberg es de 25 kg/cm². La cohesión de un suelo en el límite líquido es prácticamente nula.

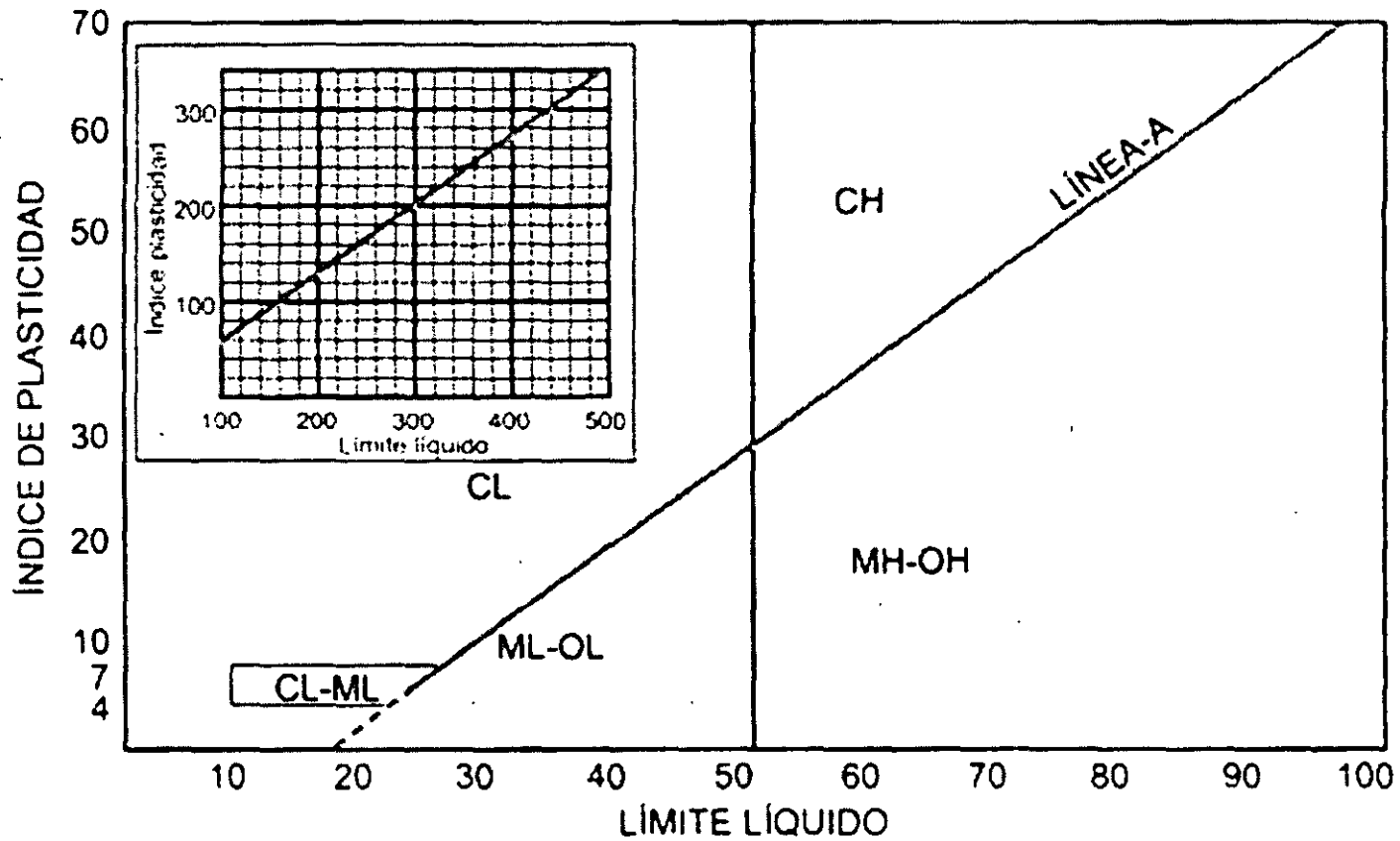
Según Arthur Casagrande, comparando suelos de igual límite líquido con índice de plasticidad que aumenta, la compresibilidad es la misma, la constante de permeabilidad disminuye, la tenacidad cerca del límite plástico aumenta y también aumenta su resistencia en seco.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



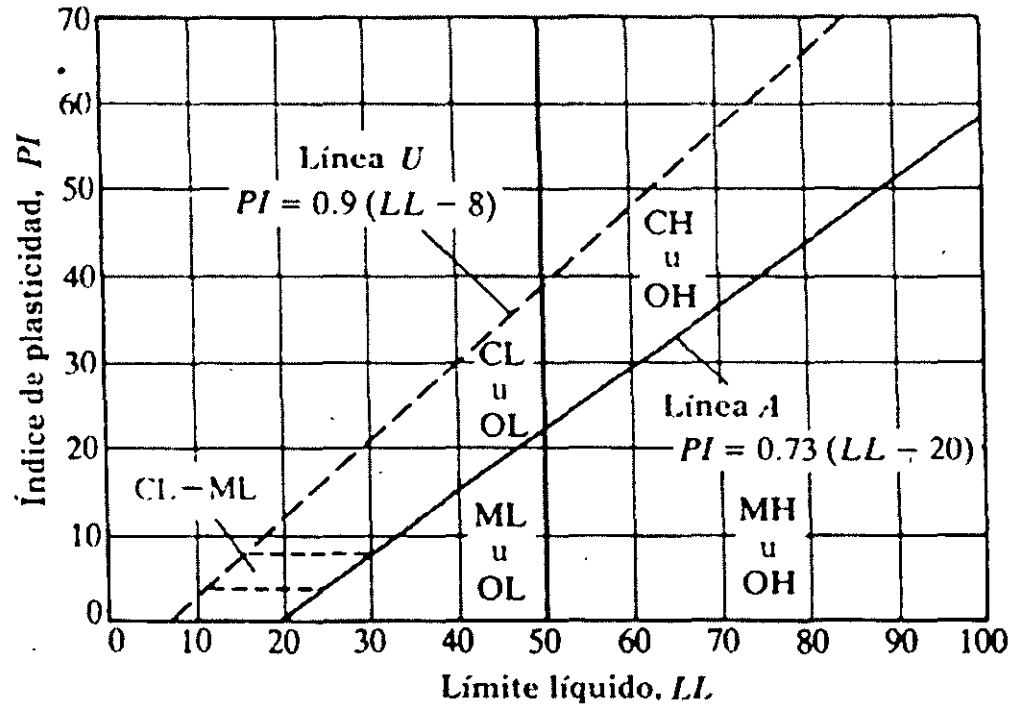
Cuchara de Casagrande para determinación del límite líquido. Se observa la arcilla amasada y colocada sobre la cuchara con el canal ya abierto. También pueden verse tres tipos de acanaladores usados en la práctica.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



Carta de plasticidad de Casagrande.

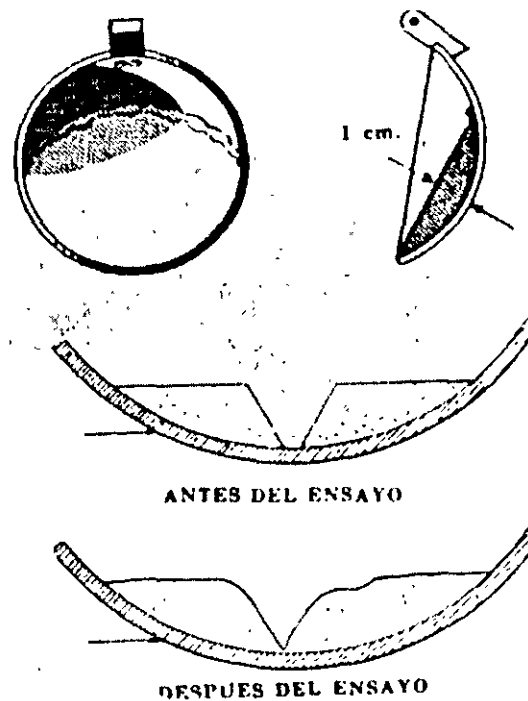
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



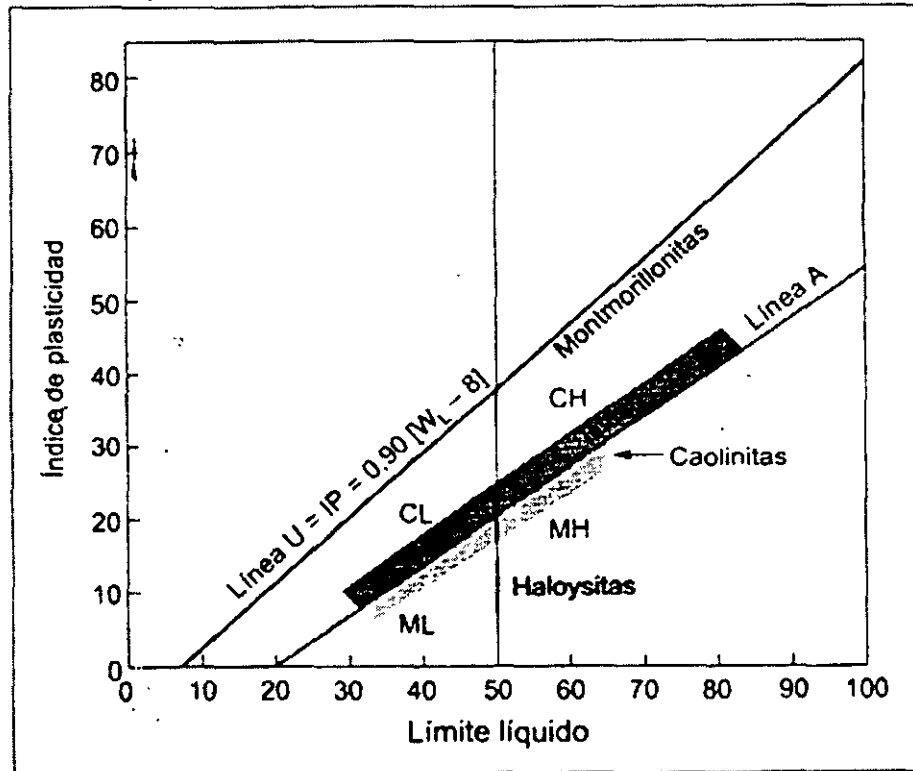
Símbolo	G	S	M	C	O	Pt	H	L	W	P
Descripción	Grava	Arena	Limo	Arcilla	Limos orgánicos y arcilla	Turba y suelos altamente orgánicos	Alta Compresibilidad	Baja Compresibilidad	Bien graduados	Mal graduados

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

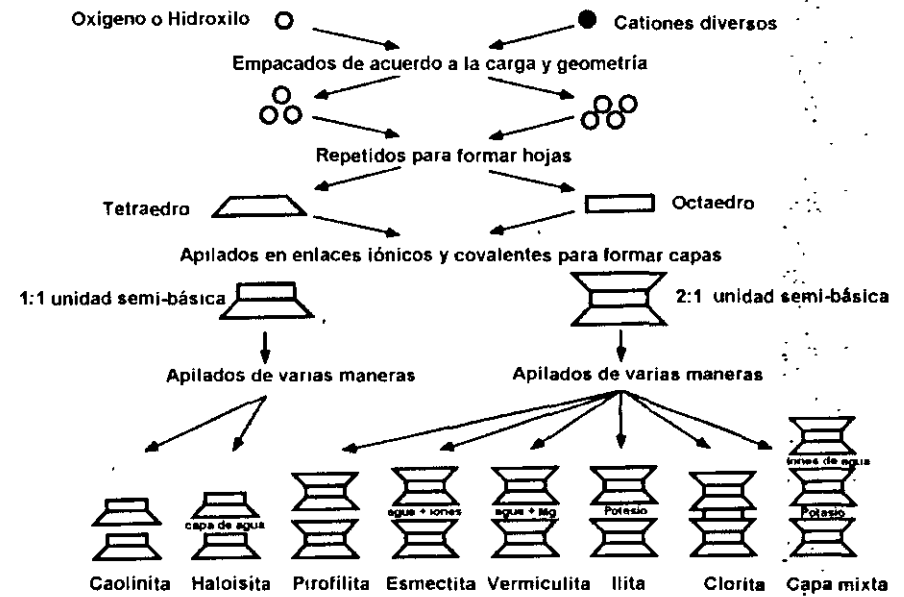
Ahora comparando suelos de igual índice plástico con límite líquido que aumenta, la compresibilidad aumenta, la constante de permeabilidad aumenta, y tanto la tenacidad cerca del límite plástico como la resistencia en seco disminuye.



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



Influencia de la composición mineralógica en la plasticidad (Day, 1999).



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

$$L.L. = \frac{P_h - P_s}{P_s} \times 100 = \frac{P_w}{P_s} \times 100$$

en la que:

$L.L.$ = Límite líquido en %.

P_h = Peso de la muestra húmeda en gramos.

P_s = Peso de la muestra seca en gramos.

P_w = Contenido de agua en la muestra en gramos.

LÍMITE PLÁSTICO

El límite plástico (L.P.) se define como el contenido de humedad, expresado en por ciento con respecto al peso seco de la muestra secada al horno, para el cuál los suelos cohesivos pasan de un estado semisólido a un estado plástico.

Para determinar el límite plástico, generalmente se hace uso del material que, mezclado con agua, ha sobrado de la prueba del límite líquido y al cual se le evapora humedad por mezclado hasta tener una mezcla plástica que sea fácilmente moldeable. Se forma luego una pequeña bola que deberá rolarse en seguida en la palma de la mano o en una placa de vidrio aplicando la suficiente presión a efecto de formar filamentos.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Cuando el diámetro del filamento resultante sea de 3.17 mm (1/8") sin romperse, deberá juntarse la muestra de nuevo, mezclarse en forma de bola y volver a rolarse. El proceso debe continuarse hasta que se produzca un rompimiento de los filamentos al momento de alcanzar 1/8" de diámetro. Los suelos que no pueden rolarse con ningún contenido de humedad se consideran como no plásticos (N.P.). Cuando al rolar la bola de suelo se rompa el filamento al diámetro de 1/8", se toman todos los pedacitos, se pesan, se secan al horno en un vidrio, vuelven a pesarse ya secos y se determina la humedad correspondiente al límite plástico.



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

$$L.P. = \frac{P_h - P_s}{P_s} \times 100 = \frac{P_w}{P_s} \times 100$$

en la que:

$L.P.$ = Humedad correspondiente al límite plástico en %.

P_h = Peso de los trocitos de filamentos húmedos en gramos.

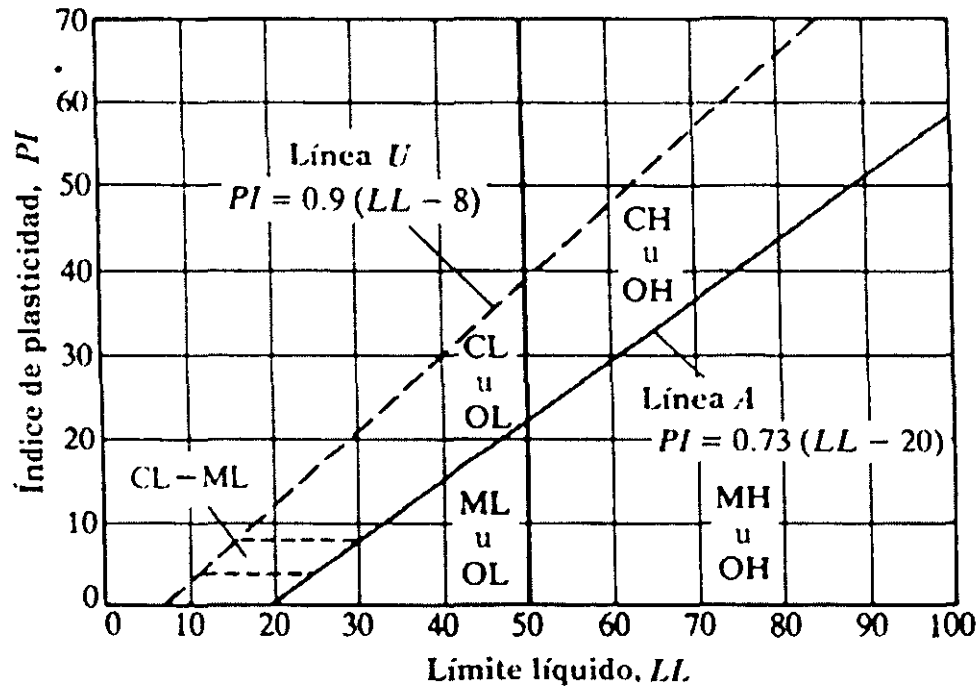
Índice de plasticidad

Se denomina Índice de Plasticidad o Índice Plástico (IP) a la diferencia numérica entre los límites líquido y plástico, e indica el margen de humedad dentro del cual se encuentra en estado plástico tal como lo definen los ensayos.

Tanto el límite líquido como el límite plástico dependen de la cantidad y tipo de arcilla del suelo; sin embargo, el índice plástico depende generalmente de la cantidad de arcilla del suelo.

Comparando el índice de plasticidad con el que marcan las especificaciones respectivas se puede decir si un determinado suelo presenta las características adecuadas para cierto uso.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



Símbolo	G	S	M	C	O	Pt	H	L	W	P
Descripción	Grava	Arena	Limo	Arcilla	Limos orgánicos y arcilla	Turba y suelos altamente orgánicos	Alta Compresibilidad	Baja Compresibilidad	Bien graduados	Mal graduados

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Consistencia relativa

Se había indicado con anterioridad que, en función de los límites de consistencia, se iba a obtener la llamada *Consistencia Relativa* (*C. R.*) de los suelos cohesivos; por lo tanto:

$$C.R. = \frac{L.L. - \omega_n}{I.P.}$$

siendo ω la humedad del suelo en su estado natural.

Si la consistencia relativa resulta negativa, o sea cuando la humedad del suelo sea mayor que la de su límite líquido, el amasado del suelo lo transforma en un barro viscoso. Consistencias relativas muy cercanas a cero indican un suelo con esfuerzo a ruptura (q_u) a compresión axial no confinada (prueba que más adelante se estudiará) comprendido entre 0.25 y 1.0 kg/cm². Si la consistencia relativa es aproximadamente igual a uno, ello indica que su q_u puede estar comprendida entre 1.0 y 5.0 kg/cm².

En general, el esfuerzo de corte de un suelo crece a medida que *C.R.* varía de 0 a 1. Un valor de *C.R.* de 0.0 a 0.25 indica un suelo muy suave; de 0.25 a 0.50, suave; de 0.50 a 0.75, consistencia media, y de 0.75 a 1.0, consistencia rígida.

Índice de liquidez

En los suelos plásticos, el Índice de liquidez es indicativo de la historia de los esfuerzos a que ha estado sometido el suelo. Si el valor del Índice de liquidez es cercano a cero, se considera que el suelo está preconsolidado, y si es cercano a uno entonces se le considera como normalmente consolidado. La expresión para obtener el Índice de liquidez es:

$$I_L = \frac{w_n - L.P.}{I.P.}$$

Si la humedad inicial de un suelo corresponde a un Índice de liquidez igual a 0.2 o más, el suelo, aun siendo altamente plástico, tendrá poca o nula expansión.

Una relación aproximada entre el Índice de liquidez y la sensibilidad de la arcilla puede obtenerse de la tabla 5.4.

Los suelos normalmente consolidados se identifican fácilmente por tener una humedad cercana al límite líquido.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Tabla 5.4

I_L	<i>Sensibilidad</i>
0.0	1.0
0.2	1.0
0.4	2.0
0.7	4.0
0.8	5.0
0.85	6.0
0.9	7.0
0.95	8.0
1.00	9.0
1.05	10.0
1.30	20.0
1.50	45.0
2.00	200.0

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Número de actividad

La actividad es un término que se aplica a los suelos plásticos con propensión a padecer cambios en su volumen en presencia de diferentes contenidos de humedad. A.W. Skempton ha propuesto el uso de un número de actividad (*A*) como una indicación de la actividad de un suelo. Dicho número de actividad es definido así:

$$A = \frac{I.P.}{\% \text{ part. } < 0.002 \text{ mm}}$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

En la cual el numerador corresponde al índice plástico del suelo y el denominador es el porcentaje en peso de las partículas con diámetro equivalente menor de 0.002 mm.

Los altos valores del número de actividad (A) están asociados con suelos que contienen minerales arcillosos de mayor actividad. El valor de (A) permanecerá aproximadamente constante para muestras que provengan de estratos del mismo origen geológico; por lo tanto, el valor de (A) puede ser el medio más confiable de averiguar la existencia de estratos de diferente origen geológico en un determinado sondeo. Si crece la actividad, crece la cohesión.

La actividad de la arcilla puede medirse en función de (A) en la forma siguiente:

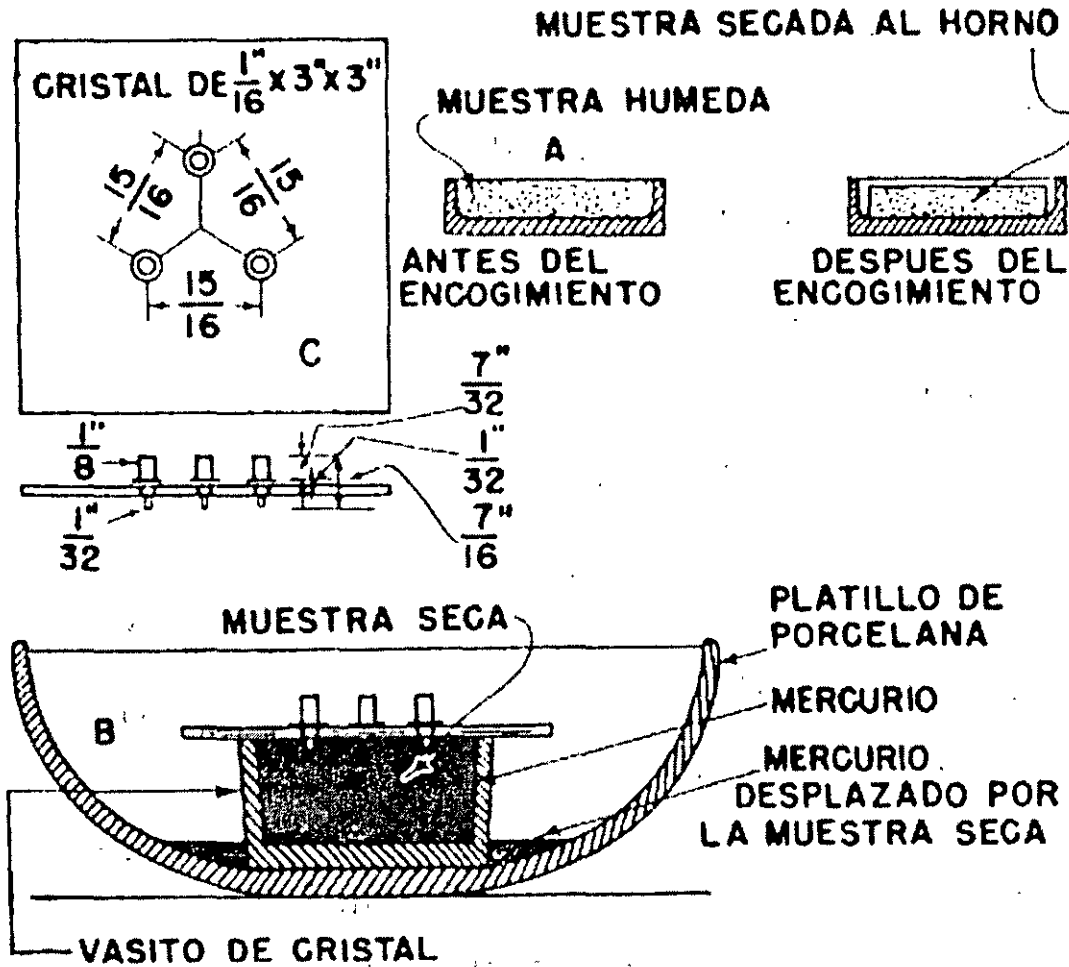
A	0.5	Arcilla relativamente inactiva, tipo caolinítico
A	0.5 a 1.0	Arcilla con actividad normal, tipo ilítico
A	1.0	Arcilla progresivamente más activas, tipo montmorillonítico.

LÍMITE DE CONTRACCIÓN

El límite de contracción (LC) de un suelo se define como el por ciento de humedad con respecto al peso seco de la muestra, con el cual una reducción de agua no ocasiona ya disminución en el volumen del suelo.

La diferencia entre el límite plástico y el límite de contracción se llama índice de contracción (IC) y señala el rango de humedad para el cual el suelo tiene una consistencia semisólida.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

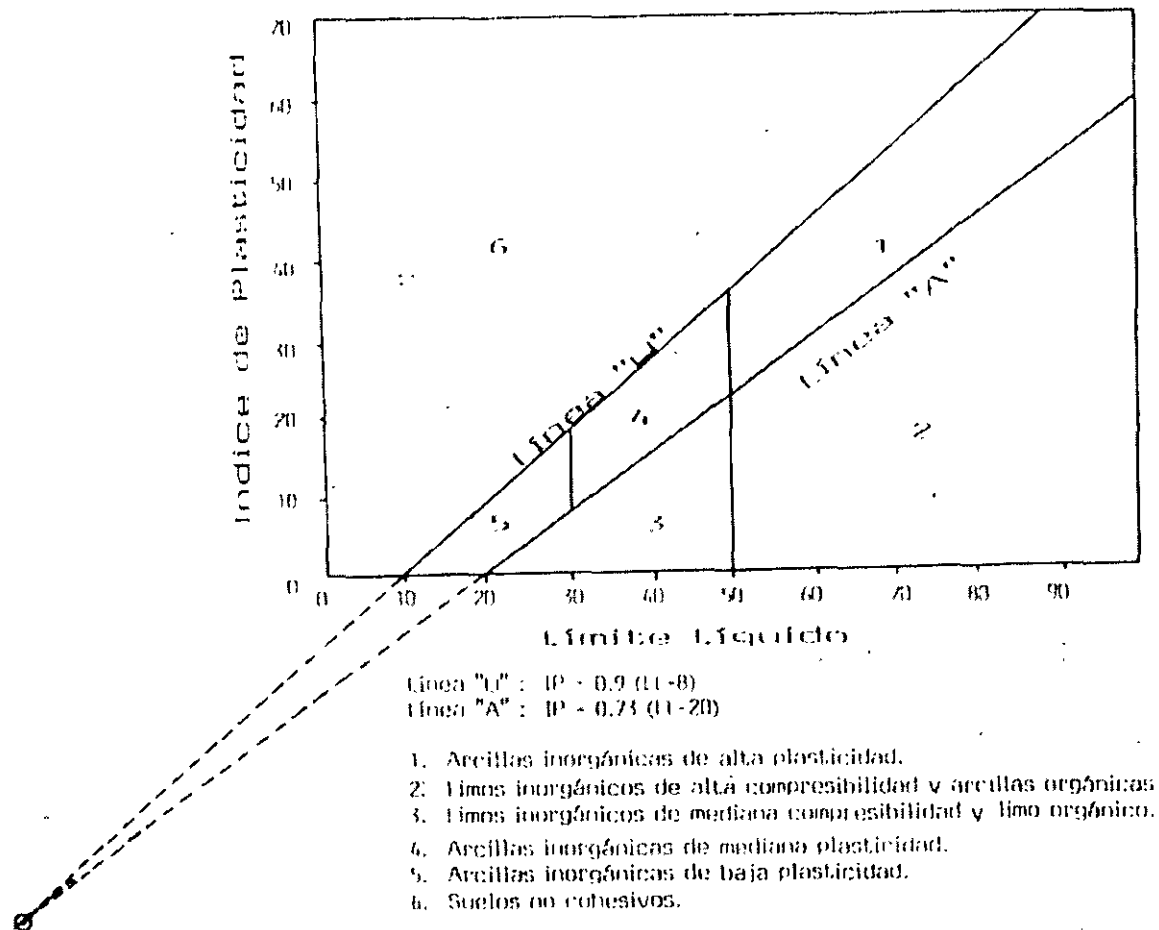


Figura 5.11 Determinación gráfica del límite de contracción.

IDENTIFICACION EN EL CAMPO

Tamaños y granulometría de las partículas

Los suelos formados por partículas gruesas se identifican fácilmente por inspección visual. Para ello se extiende una muestra representativa sobre una superficie plana y se observa la distribución de las partículas, tamaño de las mismas, forma y composición mineralógica.

Los tamaños de la grava y de la arena se reconocen fácilmente. Para separar una de la otra se usa el tamaño de $\frac{1}{2}$ cm. Como equivalente a la malla No. 4. Para la estimación del contenido de finos es suficiente considerar que las partículas de tamaño correspondiente a la malla No. 200 son aproximadamente las más pequeñas que se pueden distinguir a simple vista. Para la granulometría de los suelos finos se agita la muestra en agua dentro de un recipiente de vidrio y se le deja sedimentar.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Dilatancia o reacción al agitado

Este ensayo es útil para la identificación de suelos de partículas finas. Después de quitar las partículas gruesas mayores que la malla No. 40 (0.42 mm) se prepara un pequeña porción de suelo húmedo de un volumen aproximado de 10 cm³. Si es necesario, agréguese agua para dejar el suelo suave pero no pegajoso. Colóquese el suelo en la palma de la mano y agítese horizontalmente, golpeando secamente una mano contra la otra varias veces. Una reacción rápida consiste en que la superficie de la muestra aparece agua mientras se le agita; su superficie cambia adquiriendo una apariencia de hígado.

Cuando la muestra se aprieta entre los dedos, desaparece de la superficie del agua y el lustre, el suelo se vuelve tieso y finalmente se agrieta o se desmorona.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Una reacción rápida es típica de las arenas finas, uniformes, no plásticas como las *SP* y *SM* del Sistema Unificado de Clasificación de Suelos, así como también de algunos limos inorgánicos (*ML*) del tipo de polvo de roca y en las tierras diatomáceas (*MH*).

Ligeros contenidos de arcilla le proporcionan algo de plasticidad al suelo, y, por lo tanto, la reacción al movimiento del agua es menos rápida. Ello sucede en los limos inorgánicos y orgánicos ligeramente plásticos como los *ML* y los *OL*, lo mismo que en arcillas muy limosas como las *CL-ML*, y en muchas arcillas del tipo caolinítico, como las *ML-CL* y las *MH-CH*.

Una reacción nula o extremadamente lenta corresponde a las arcillas situadas sobre la línea *A* del gráfico de plasticidad (*CL*, *CH*), así como de las arcillas orgánicas de alta plasticidad (*OH*).

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Resistencia al rompimiento en estado seco.

Después de eliminar las partículas de tamaño mayor que el de la malla No. 40, moldéese una pastilla de suelo hasta alcanzar la consistencia de masilla, añadiendo agua si es necesario formando un cubito de aproximadamente 1 cm de lado.

Séquese la pastilla al aire y pruébese su resistencia al esfuerzo cortante rompiéndola entre los dedos índice y pulgar. Esta resistencia al corte es una medida cualitativa del carácter y cantidad de la fracción coloidal que contiene el suelo.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

La resistencia al corte en estado seco es mayor al aumentar la plasticidad del suelo. Una alta resistencia en seco es característica de las arcillas del grupo *CH* y de las del grupo *CL* localizadas muy arriba de la línea *A* del gráfico de plasticidades. Una resistencia media en seco es propia de los suelos del grupo *CL*, que caen muy cerca de la línea *A*.

Los limos de los grupos *ML* y *MH* exentos de plasticidad poseen solamente muy pequeña resistencia en seco.

Las arenas finas limosas y los limos poseen la misma resistencia en seco, pero pueden distinguirse por la sensación táctil si se pulveriza el espécimen. La arena fina se siente granulada, mientras que el limo da la sensación suave de harina.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Tenacidad o consistencia cerca del límite plástico.

Después de retiradas las partículas de suelo mayores que el de la malla No. 40, moldéese un espécimen de unos 10 cm³ hasta alcanzar la consistencia de masilla. Si en estado natural el suelo está muy seco, agréguesele agua, y si está demasiado húmedo séquesele por evaporación hasta que adquiriera la consistencia deseada. En ese estado se rodilla ente las palmas de la mano hasta formar un filamento de unos 3 mm de diámetro aproximadamente.

Se amasa y se vuelve a rolar varias veces. Durante estas operaciones el contenido de humedad se reduce gradualmente y el espécimen llega a ponerse tieso, pierde su plasticidad y se desmorona cuando se alcanza el límite plástico.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Después de que el filamento se ha desmoronado, los pedacitos deben juntarse y amasarse ligeramente entre los dedos formando una bolita hasta que la masa se desmorone nuevamente.

La mayor o menor tenacidad del filamento al acercarse al límite plástico y la rigidez de la bolita al romperla finalmente entre los dedos es indicativo de la preponderancia de la fracción arcillosa del suelo. La debilidad del filamento en el límite plástico y la rápida pérdida de cohesión de la bolita al rebasar este límite indica la presencia de arcilla inorgánica de baja plasticidad.

Las arcillas altamente orgánicas dan una sensación de debilidad y se sienten esponjosas al tacto en el límite plástico.

Compactación

La compactación de los suelos, capítulo importantísimo como medio para aumentar la resistencia y disminuir la compresibilidad de los mismos, no fue reconocida ampliamente sino hasta la aparición del rodillo *pata de cabra* en 1906. Sin embargo, fue hasta 1933, año en el que R. R. Proctor publicó sus investigaciones sobre este tema, cuando se conocieron los factores que intervienen en la compactación.

Proctor encontró que aplicando a un suelo cierta energía para compactarlo, el peso volumétrico obtenido varía con el contenido de humedad según una curva, como la de la figura 7.1, en la cual se puede observar la existencia de un grado de humedad con el cual se obtiene el peso volumétrico máximo para ese suelo y esa energía de compactación.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

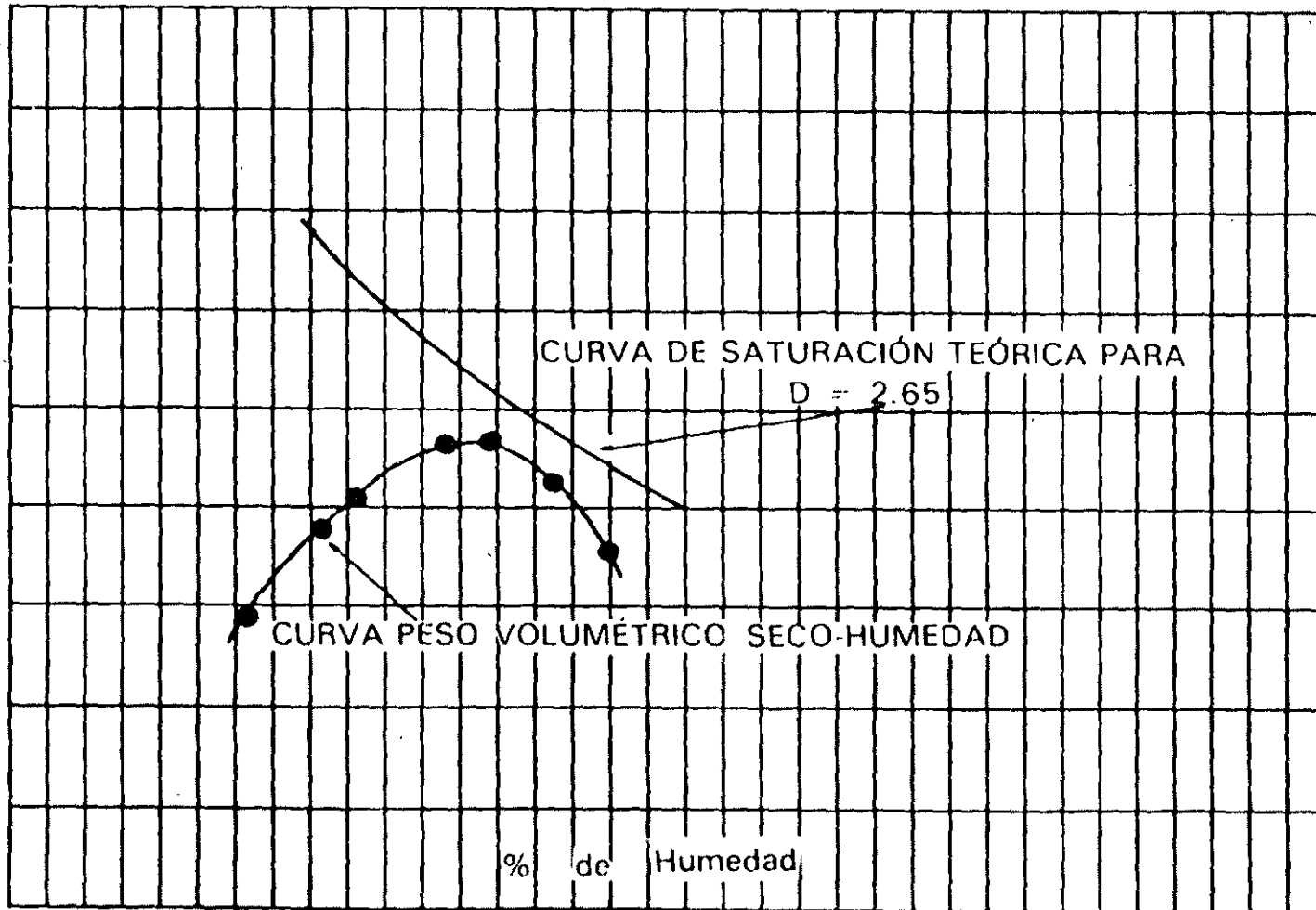


Figura 7.1

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

A la abscisa y ordenada de ese punto máximo se les denomina *humedad óptima* $(\omega)_{opt}$ y *peso volumétrico seco máximo* $(\gamma_s)_{max}$ respectivamente.

Buscando una prueba de laboratorio que igualara los resultados obtenidos en el campo con los diferentes equipos de compactación disponibles en esa época. Proctor propuso la *prueba de compactación* que hoy lleva su nombre: *Prueba de Proctor*. La prueba original de Proctor consiste en colocar tres capas iguales de suelo humedecido en un cilindro con un volumen de 1/30 de pie cúbico y darle 25 golpes a cada capa con un pisón de 2.5 kg (5.5 lb) de peso cayendo de una altura de 30 cm. Las dimensiones del cilindro así como los elementos empleados en la prueba se pueden ver en las figuras 7.2 a, b, c y d.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

11



Figura 7.2a

EQUIPO PROCTOR



Figura 7.2b



Figura 7.2c

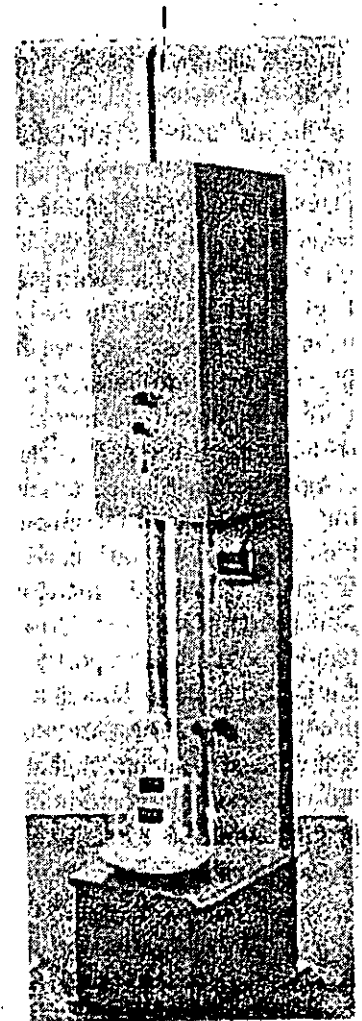


Figura 7.2d

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Posteriormente, diversas organizaciones dedicadas a la construcción de terraplenes para diversos usos han establecido diferentes normas para ejecutar la prueba de compactación dinámica variando el número de golpes, el número de capas de suelo colocado en su interior, la altura de caída del pisón, etc.

La introducción de tales modificaciones ha dado como resultado que se obtengan diferentes pesos volumétricos máximos y humedades óptimas, según la energía por unidad de volumen de suelo compactado en cada norma.

Esto ha sido consecuencia del mejoramiento en el equipo de compactación actualmente en uso con relación al de hace años.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Dicha energía puede estimarse en función de la energía dinámica total entregada al suelo y calcularse con la fórmula:

$$E = \frac{W \cdot H \cdot N}{V}$$

En la que:

- E = Energía específica de compactación en kg-cm/cm³
- W = Peso de pisón en kg
- H = Altura de caída del pisón en cm.
- N = Número total de golpes del pisón
- V = Volumen total del suelo compactado

PRUEBA DE PROCTOR

La prueba de Proctor se refiere a la determinación del peso por unidad de volumen de un suelo que ha sido compactado por un procedimiento definido para diferentes contenidos de humedad. Esta prueba tiene por objeto:

- a) Determinar el peso volumétrico seco máximo $(\gamma_s)_{max}$ que puede alcanzar un material, así como la humedad óptima $(\omega)_{opt}$ a que deberá hacerse la compactación.
- b) Determinar el grado de compactación alcanzado por el material durante la construcción o cuando ya se encuentran construidos los caminos, aeropuertos y terraplenes, relacionando el peso volumétrico obtenido en el lugar con el peso volumétrico máximo Proctor.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

La prueba de Proctor reproduce en el laboratorio el tipo de compactación uniforme de la parte inferior hacia la superficie de la capa compactada.

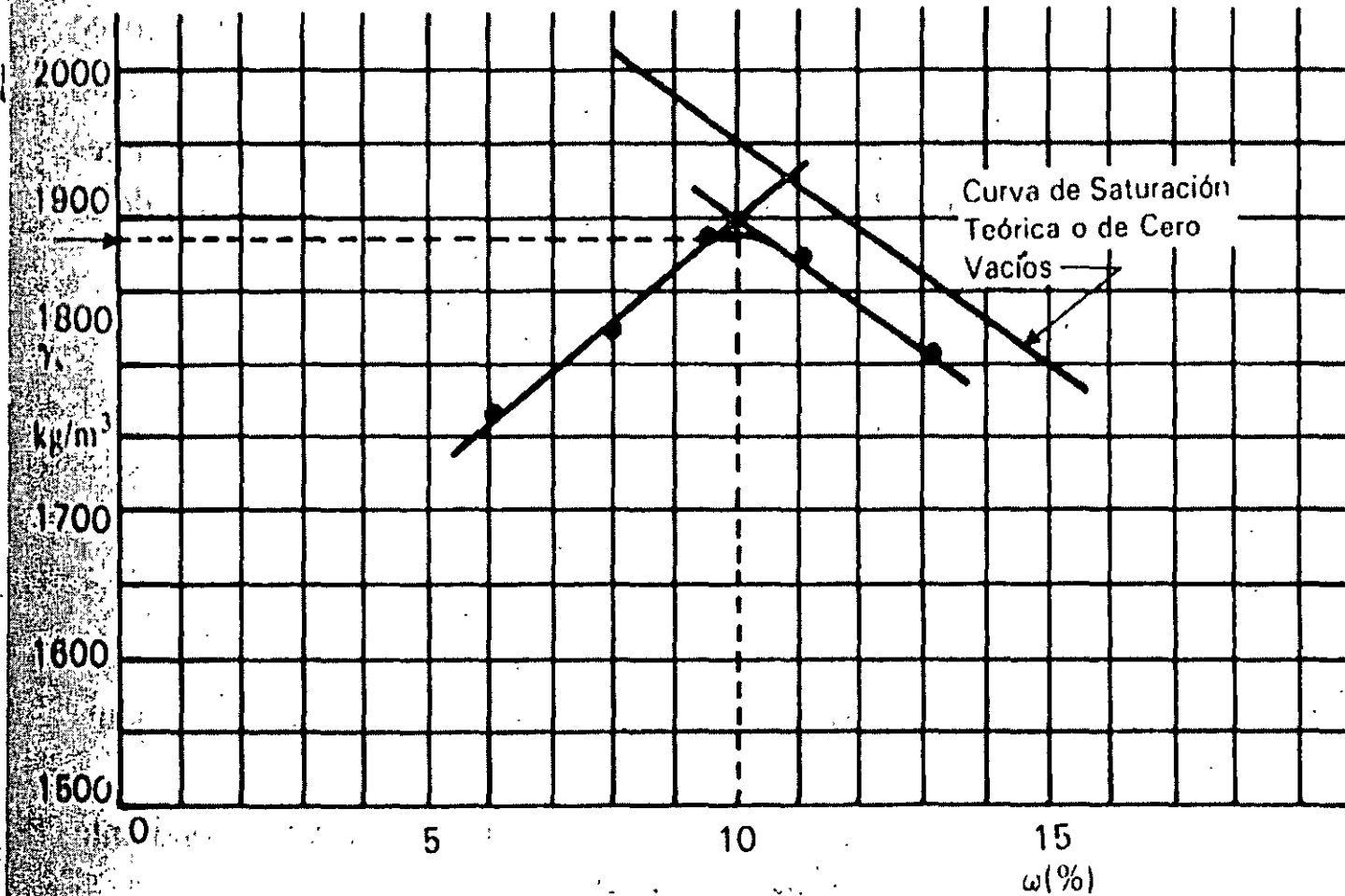
En todos los suelos, al incrementarse un cierto acomodo de éstas cuando se sujetan a un esfuerzo de compactación. Si se sigue incrementando la humedad empleando el mismo esfuerzo de compactación, se llega a obtener el mejor acomodo de las partículas del suelo, y por consecuencia el mayor peso volumétrico seco, con cierta humedad llamada *humedad óptima*.

A esta humedad deberá procurarse siempre efectuar la compactación en el camino, terraplén, aeropuerto o lugar de que se trate, ya que facilita el acomodo de las partículas con el menor trabajo del equipo de compactación. Si se aumenta o disminuye la humedad para llegar a obtener el mismo peso sería necesario aumentar el trabajo de las máquinas de compactación.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

PRUEBA DE PROCTOR

105



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Si a partir de esta condición húmeda óptima y peso volumétrico seco se hacen incrementos de humedad, se provoca un aumento de volumen de los huecos, ocasionándose una sustitución sucesiva de partículas de suelo por agua, en virtud de que el volumen de aire atrapado entre las partículas de suelo no puede ser disminuido apreciablemente con ese mismo esfuerzo de compactación, obteniéndose por tanto pesos volumétricos secos que van siendo menores a medida que la humedad aumenta.

AGUA EN EL SUELO

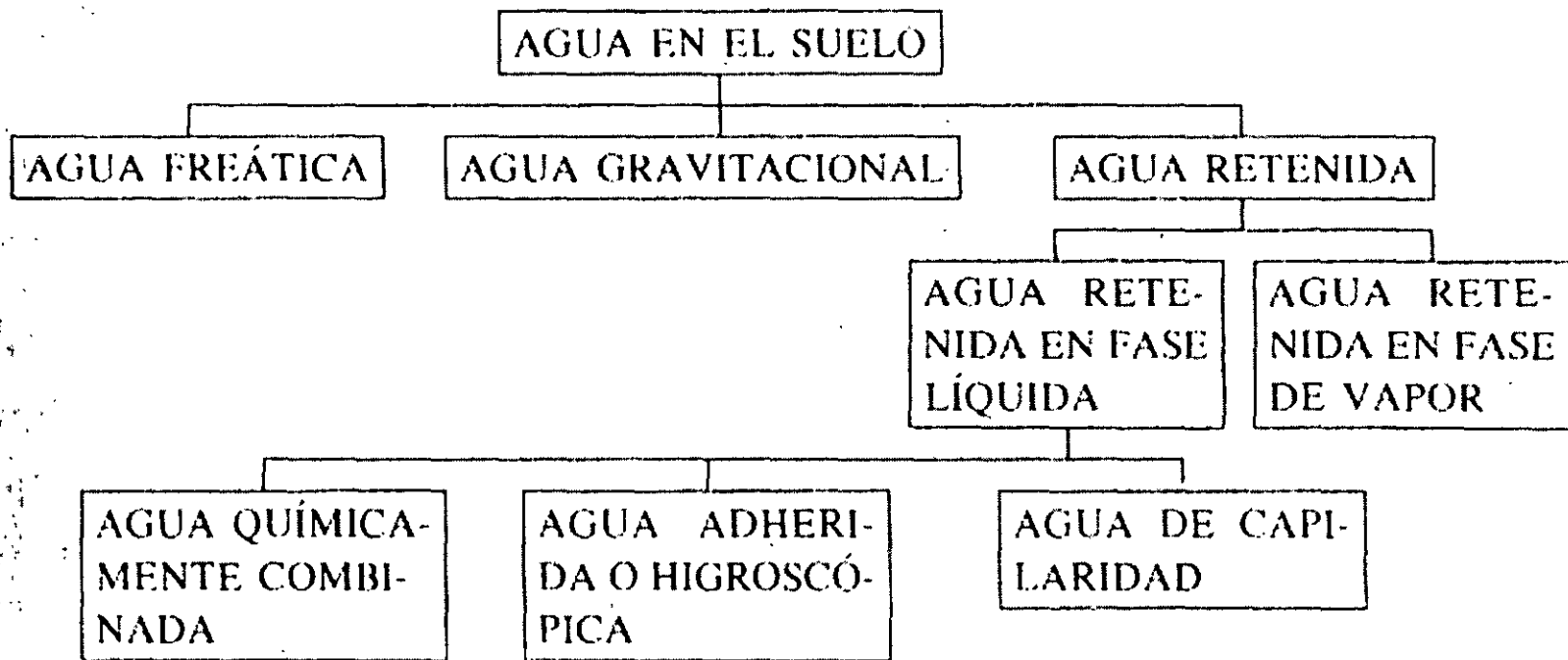
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

El agua en el suelo

El suelo, como se observa a través de lo ya estudiado, es un material con arreglo variable de sus partículas que dejan entre ellas una serie de poros conectados unos con otros para formar una compleja red de canales de diferentes magnitudes que se comunican tanto con la superficie del terreno como con las fisuras y grietas de la masa del mismo; de aquí que el agua que cae sobre el suelo parte escurre y parte se infiltra por acción de la gravedad hasta estratos impermeables más profundos, formando la llamada *capa freática*.

Según el estado en que se encuentra el agua en el suelo reciben los nombres que aparecen en la siguiente figura.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

El agua que pasa por los poros a través del suelo se le conoce con el nombre de *agua gravitacional*, y aquella que se encuentra por debajo del nivel freático se llama *agua freática*.

Cuando se suspende el movimiento del agua gravitacional a través del suelo, parte del agua se queda retenida en los poros y sobre la superficie de las partículas debido a las fuerzas de *tensión superficial* y de *absorción*.

Esta agua, que no puede ser drenada directamente, recibe el nombre de *agua retenida*. A continuación se estudiarán los factores que rigen el movimiento del agua en los diferentes estados mencionados y anotados en el cuadro anterior.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

AGUA FREÁTICA

Los poros del suelo que se encuentran por debajo del nivel freático se encuentran completamente llenos de agua, y se considera que cualquier movimiento de esta agua a través del suelo sigue la ley de Darcy, que indica que la intensidad de filtración por unidad de área es directamente proporcional al gradiente hidráulico, o sea:

$$V = k A i t$$

En la que:

V = Cantidad de agua, en cm^3 generalmente, que escurre a través del área A .

k = Constante de permeabilidad o conductividad hidráulica, en cm/seg , normalmente.

i = Gradiente hidráulico, igual a la pérdida de carga entre la longitud recorrida.

A = Área transversal, en cm^2 , a través del cual fluye el agua.

t = Tiempo, normalmente en segundos, durante el cual fluye la cantidad de V de agua.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

De la expresión anterior se puede despejar la constante de permeabilidad o de conductividad hidráulica, obteniéndose:

$$K = \frac{V}{A \cdot l \cdot i}; \text{ y como } v = \text{velocidad} = \frac{V}{A \cdot l}, K = \frac{v}{i},$$
$$\therefore v = K \cdot i$$

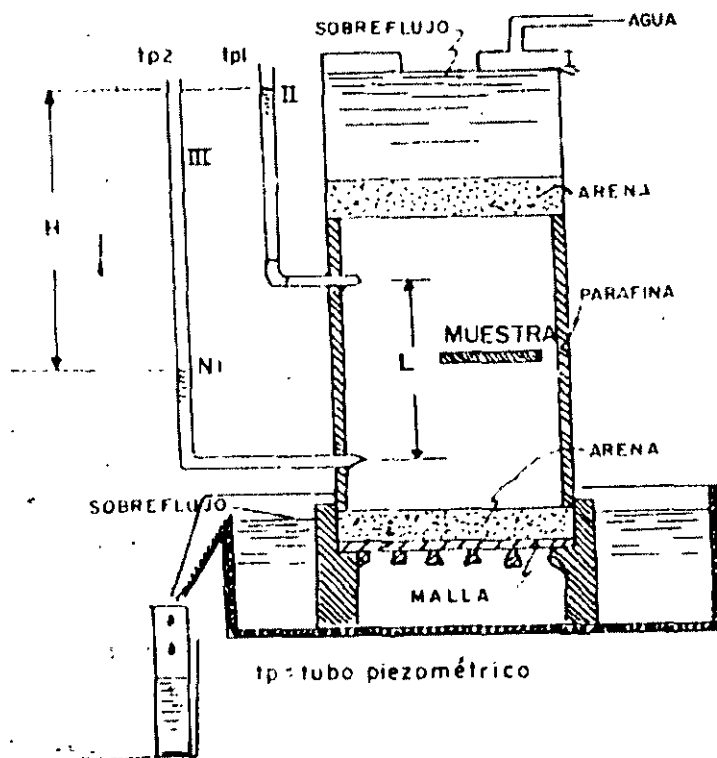
La conductividad hidráulica K es una propiedad importante de los suelos y su valor depende del tamaño de los poros, los cuales a su vez están en función de la forma, tamaño y acomodo de las partículas del suelo.

Un suelo fino, como la arcilla, tendrá una constante de permeabilidad mucho menor que una arena de granos gruesos, debido a que aquella opondrá mayor resistencia al movimiento del agua debido al menor tamaño de los poros y de los canales de flujo.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

En la práctica, la medida de la constante de permeabilidad o constante de conductividad hidráulica se hace por medio de permeámetros, los cuales pueden ser de nivel constante o de nivel variable. Los de nivel constante se usan generalmente para medir la permeabilidad de los materiales granulares, y los de nivel variable preferentemente para materiales finos arcillosos o limo-arcillosos.

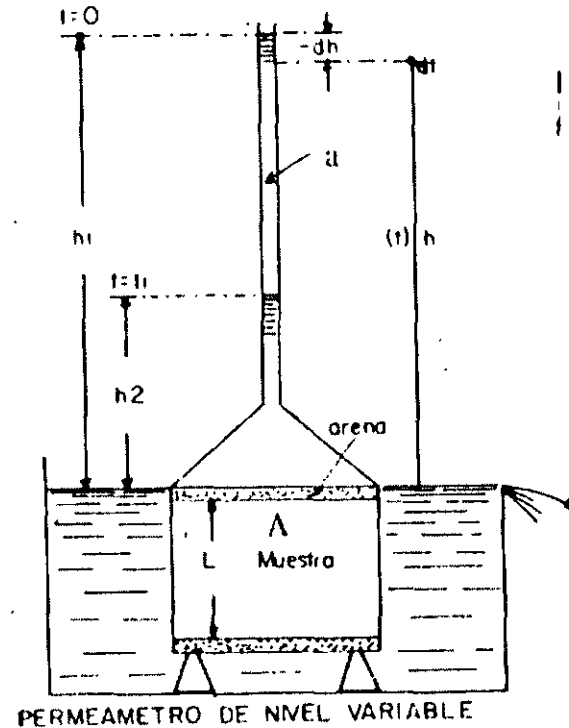
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



$$K = \frac{V}{A \cdot l \cdot i}$$

Permeámetro de carga constante

Suelos granulares permeables



PERMEAMETRO DE NVEL VARIABLE

$$\therefore K = \frac{a}{A} \cdot \frac{L}{t_1} (2.302 \log_{10} \frac{h_1}{h_2})$$

Permeámetro de carga variable

Suelos finos poco permeables

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

En la práctica, la medida de la constante de permeabilidad o constante de conductividad hidráulica se hace por medio de permeámetros, los cuales pueden ser de nivel constante o de nivel variable. Los de nivel constante se usan generalmente para medir la permeabilidad de los materiales granulares, y los de nivel variable preferentemente para materiales finos arcillosos o limo-arcillosos.

Se puede determinar el valor de K de una manera aproximada por la expresión siguiente dada por Hazen, aplicable nada más a gravas y arenas limpias:

$$K = 100 D_{10}^2$$

En la que K está en cm/seg y D_{10} en centímetros.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

AGUA GRAVITACIONAL

En el movimiento del agua gravitacional influyen poderosamente tanto la porosidad del suelo como sus características estructurales; sin embargo, al movimiento de esta agua no se le puede aplicar la ley de Darcy debido a la presencia de aire en los poros. Cuando esta agua pueda llegar a afectar a las cimentaciones, se instalan drenes adecuados para captarla y alejarla.

AGUA RETENIDA

En el diagrama del agua en el suelo mostrado al inicial este capítulo se presentó al agua retenida compuesta por agua retenida en fase líquida y agua retenida en fase de vapor. Se tratará aquí nada más el agua retenida en fase líquida, ya que se sabe está formada por agua combinada químicamente, por el agua adherida o higroscópica y por el agua de capilaridad.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

El agua químicamente combinada, desde el punto de vista del ingeniero, se considera como parte integrante de los sólidos del suelo, ya que forma parte de la estructura cristalina de los minerales del mismo y es una cantidad muy pequeña. Esta agua no puede ser eliminada del suelo si éste se seca hasta 110°C, de ahí la práctica de secar las muestras entre 105°C y 110°C.

El agua adherida o higroscópica, es aquella que adquiere el suelo del aire que lo rodea. Así, si un suelo es secado en un horno a peso constante y se deja expuesto al aire mientras se enfría, dicho suelo absorberá agua de la humedad del aire que lo rodea. Esta agua higroscópica del suelo y la cantidad de ella que el suelo puede adquirir depende también del área superficial de las partículas.

El agua de capilaridad es aquella que se adhiere en los poros del suelo por el efecto de la tensión superficial.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

El ascenso del agua por capilaridad en un suelo no es estrictamente igual al caso visto de un tubo, pues los poros del suelo tienen tamaños y formas irregulares. Sin embargo, la altura capilar en un suelo puede estimarse por la siguiente ecuación:

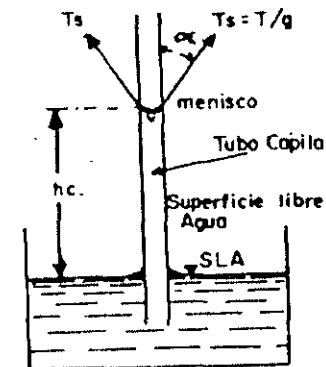
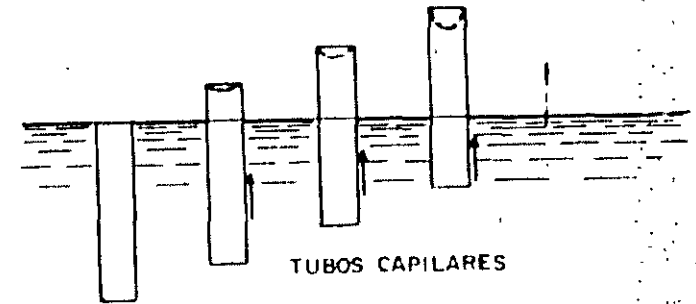
$$h_c = \frac{N}{e \cdot D_{10}}$$

Siendo:

N = Constante empírica que depende de la forma de los granos y de las impurezas de sus superficies. El valor de N varía de 0.1 a 0.5 cm²

e = Relación de vacíos del suelo

D_{10} = Diámetro efectivo expresado en centímetros.



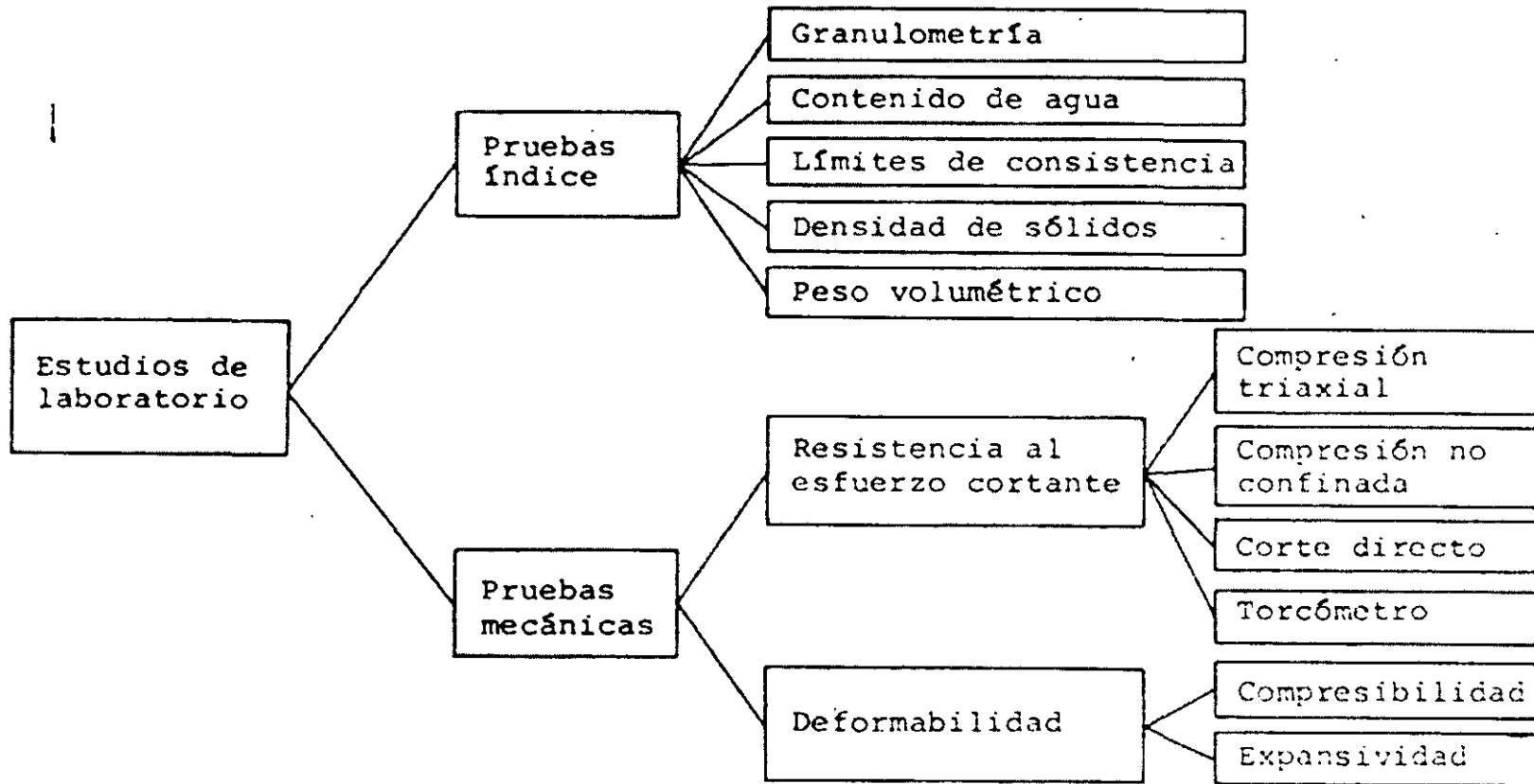
$$h_c = \frac{2 \cdot T_s}{D_w \cdot r} \cos \alpha$$

PROBLEMAS EN INGENIERÍA

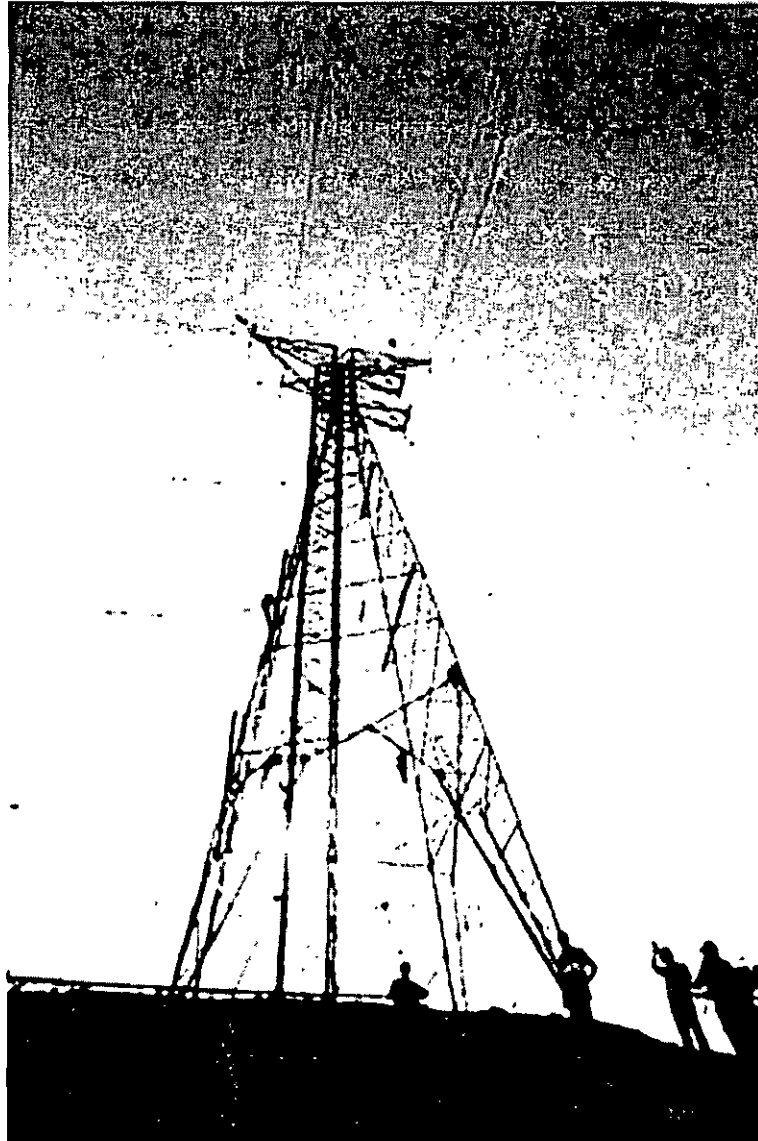
PROBLEMAS EN INGENIERÍA

- Arcillas expansivas
- Suelos dispersivos
- Suelos salinos y agresivos
- Suelos colapsables
- Acción del hielo y *permafrost*
- Fangos blandos y sensitivos
- Suelos licuables

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



□ Arcillas expansivas

Una problemática relevante y a tener en cuenta en nuestro país, es la presencia de suelos arcillosos expansivos, cuya principal característica es la de producir movimientos como consecuencia de hinchamientos y retracciones del subsuelo sobre el cual apoya la cimentación, debidos a cambios de humedad y que provocan en la mayoría de los casos daños estructurales importantes.

Arcillas expansivas. Naturaleza y comportamiento.

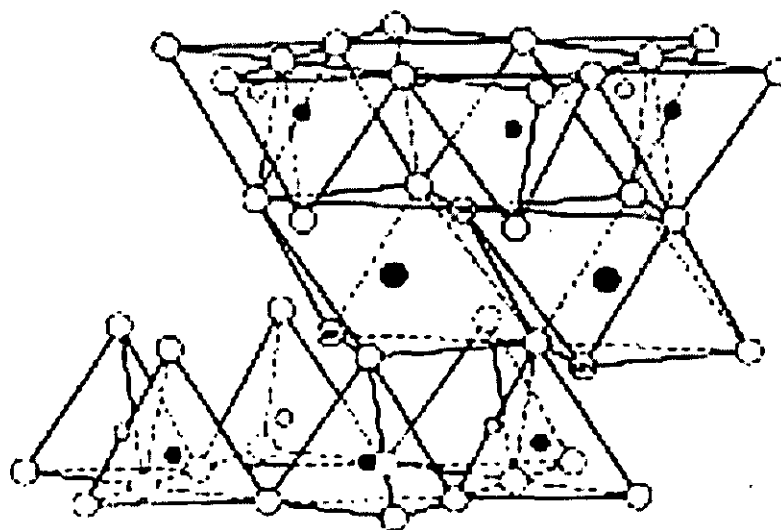
Como introducción para el estudio de las patologías producidas por arcillas expansivas, es importante conocer su origen, naturaleza y base por tanto de estudio para su comportamiento frente a los cambios de humedad.

Arcillas expansivas. Naturaleza y comportamiento.

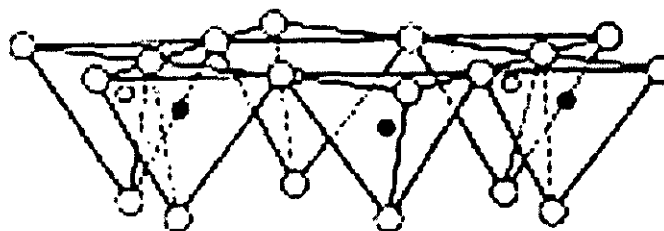
Como introducción para el estudio de las patologías producidas por arcillas expansivas, es importante conocer su origen, naturaleza y base por tanto de estudio para su comportamiento frente a los cambios de humedad.

Las arcillas expansivas, pertenecen a un grupo mineralógico muy amplio de materiales de naturaleza química silicea denominados **silicatos**. Dentro de estos, en función de la distribución de los tetraedros de SiO_4^{4-} (**figura 1**) se clasifican sistemáticamente dentro de los Filosilicatos o silicatos laminares. Así, a grandes rasgos y en función del tipo de arcilla, entre lámina y lámina, se emplazarán en mayor o menor medida las moléculas de agua que producirán el hinchamiento.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



Cationes Intercambiables
nH₂O



○ Oxígeno ⊙ Hidróxidos ● Aluminio, hierro,
○ y ● silicio, ocasionalmente y magnesio
aluminio

Figura 1. Estructura química general de las arcillas.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Las arcillas provienen de la alteración físico-química por acción principalmente del agua, de minerales que forman parte de otras rocas preexistentes, en función de que roca se altera y en que grado, se originan una serie de minerales denominados "minerales de la arcilla".

Los materiales arcillosos que son susceptibles de sufrir **hinchamiento** o **procesos de expansividad**, que permiten una entrada muy grande de agua entre las láminas de su estructura, son principalmente los pertenecientes al grupo de las **esmeclitas** (figura 2). Como apunte, indicar que cuando el catión interlaminar es el sodio, las esmeclitas tienen una gran capacidad de hinchamiento, pudiendo llegar a producirse la completa disociación o separación de las láminas, teniendo como resultado un alto grado de dispersión y un máximo desarrollo de propiedades coloidales, que dan lugar a propiedades especiales como las de los lodos estabilizadores tixotrópicos o **bentonitas**. Si por el contrario, tienen Ca o Mg como cationes de cambio su capacidad de hinchamiento será mucho más reducida.

Grupo de las esmeclitas (arcillas expansivas más representativas)		
montmorillonita $((\text{Na}, \text{Ca})_{0.3}(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$	nontronita $(\text{Na}_{0.3}\text{Fe}^{3+}_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$	saponita $((\text{Ca}/2, \text{Na})_{0.3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O})$

Figura 2. Grupo de las esmeclitas.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Desde el punto de vista geotécnico, los suelos plásticos o arcillosos, son aquellos capaces de deformarse sin agrietarse, ni producir rebote elástico, cambiando su consistencia al variar el contenido de agua. En función de los cambios de contenido de humedad se dan diferentes estados físicos, siendo los límites para cada estado de consistencia los conocidos como límites de Atterberg: límite líquido, límite plástico e índice de plasticidad, que son el punto de partida para la estimación de la **expansividad de un suelo**.

En general y de forma orientativa, el grado de expansividad se puede determinar en función de las propiedades geotécnicas de los suelos según el cuadro adjunto:

Expansividad	Límite de retracción	Índice de plasticidad	Límite líquido	Contenido en finos	Hinchamiento en superficie (cm)	Presión de hinchamiento (Kg/cm ²)
Baja	>15	<15	<30	<30	0-1	<0.5
Media	11-15	15-30	30-45	30-60	1-2	0.5-1.2
Alta	<11	>30	>45	>60	2-3	>1.2

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Para la determinación de la expansividad de un suelo, los ensayos a realizar son:

- **granulometría**, permitirá determinar el porcentaje de finos que contiene y clasificarlo en limos o arcillas según los criterios de Casagrande (límites de Atterberg).
- **límites de Atterberg**, para determinar los límites líquido y plástico y el índice de plasticidad.
- **hinchamiento Lambe**, obteniéndose el cambio de volumen potencial, pudiendo ser éste. No Crítico, Marginal, Crítico y Muy Crítico y el índice de hinchamiento (similar pero no igual a la presión de hinchamiento).
- **humedad natural**
- **edómetro** presión de hinchamiento, colapsabilidad, asientos, etc

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

2.- DESCRIPCIÓN Y ORIGEN DE LOS DAÑOS

DESCRIPCIÓN

El comportamiento de este tipo de suelos frente a los cambios de humedad (problema que se acusa con los cambios estacionales debido a los ciclos de humectación-desección así como a la ascensión del nivel freático) da lugar a la variación de su volumen, produciéndose movimientos por los asentamientos diferenciales de la cimentación, lo que puede llevar a la estructura a soportar esfuerzos superiores a los previstos en cálculo y por tanto producir patologías no admisibles, que pueden ser:

- Grietas verticales e inclinadas en ambos sentidos. Estos suelos provocan problemas de arrufo y quebranto combinados por empujes horizontales, que se manifiesta en fisuraciones en paramentos de fachadas:
 - Por arrufo o cedimiento de la cimentación en la parte central del edificio.
 - Por quebranto o cedimiento de la cimentación en dos extremos al mismo tiempo.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

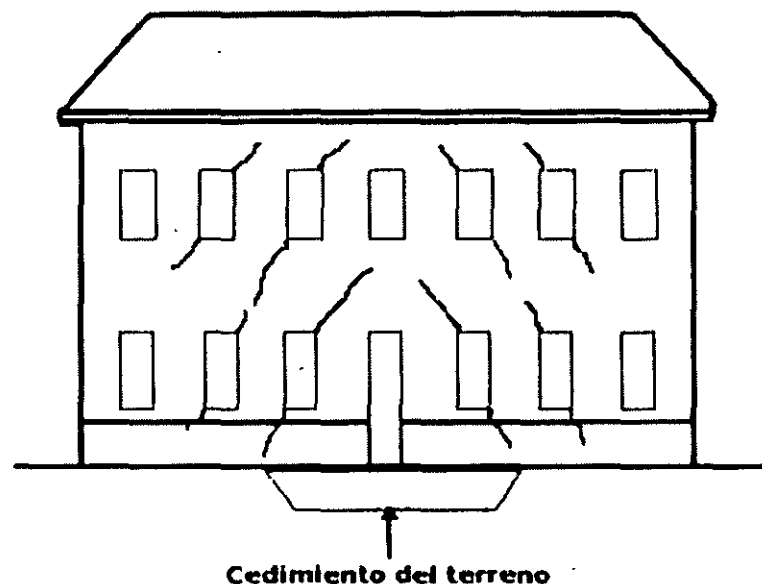


Figura 3. Grietas inclinadas por asentamientos diferenciales debidos a retracciones del suelo.

- Fisuración y rotura de elementos estructurales: Fisuración de cortante en nudos de entramado, trabajo en ménsula con grietas horizontales y/o inclinadas. rotura de forjados, vigas, muros de carga con grietas inclinadas y horizontales. etc. El asiento diferencial excesivo da lugar al movimiento de los pilares o grupos de pilares, superándose el límite elástico de algunos elementos estructurales. Estos daños se manifiestan en principio en las fachadas ya sean portantes o no con las grietas anteriormente expuestas.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

- Rotura de cimentación:

Zapatas aisladas y/o corridas: despegue de cimentación, grietas horizontales por empujes y grietas inclinadas por asiento diferencial.

Losas: Grietas de flexión y distorsiones que pueden desembocar en giros y rotura de la misma.

Pilotes: En obras antiguas, rotura de pilastras por cambio del estado de cargas, roturas por flexión, cortante o flexión, empujes sobre vigas riostras y los encepados, hundimientos por retracción del suelo, etc.

Muros de sótano: Grietas por empujes laterales.

- Deformación de pavimentos.

- Rotura de conducciones, enfatizando aún más el problema al producirse la rotura de colectores que suministran agua al edificio.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

ORÍGEN

El origen de las patologías por arcillas expansivas, depende directamente de tres factores que pueden interaccionar entre si y que son:

- La naturaleza geológica y geotécnica del suelo y en concreto el porcentaje de contenido en finos para su caracterización.
- El grado de expansividad a determinar en función de los diferentes ensayos enunciados.
- Cambios de humedad. Debido a la estación en la que nos encontremos o por otros factores externos tales como rotura de tuberías de abastecimiento de agua, de saneamiento, zonas de riego abundante, existencia de árboles de crecimiento rápido y hoja caduca próximos al edificio, etc., se produce la hidratación y deshidratación del terreno.

4.- CONCLUSIONES.

- La cimentación sobre arcillas expansivas es posible siempre y cuando se cuantifique con exactitud el grado de expansividad y se tomen las medidas adecuadas a cada situación, siempre por supuesto del lado de la seguridad.
- La realización de un estudio geotécnico completo previo a la realización del proyecto donde se determinen las características geológicas y geotécnicas del terreno de apoyo de la cimentación, es esencial para no alterar las condiciones de trabajo previstas.
- Será estrictamente necesario tomar las precauciones necesarias para no producir cambios de humedad durante la ejecución, así como verificar un saneamiento estanco y una red de drenaje que impida la llegada de agua a la cota de apoyo.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Efectos de las cargas sobre arcillas expansivas

Un caso frecuente en la práctica en donde se tienen problemas involucrados a arcillas expansivas es el de las construcciones en mantos superficiales de arcilla que han estado sujetos a períodos largos de evaporación.

Debido al efecto de la evaporación, el agua cerca de la superficie trabaja a tensión, induciéndose un flujo ascendente. Suponiendo que de no existir la evaporación el nivel freático coincidiera con la superficie del terreno, el efecto de la evaporación hace que en una cierta profundidad, la distribución de presiones no sea la hidrostática sino la correspondiente a un flujo ascendente y que la magnitud de los esfuerzos en el agua sea de tensión.

Lo anterior hace que el punto de presión nula (nivel freático) se abata. Si la evaporación es de suficiente intensidad, la costra superficial puede aún llegar a estar sólo parcialmente saturada (arcilla desecada).

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Si con las condiciones anteriores, se construye una estructura, el efecto sobre la arcilla localizada bajo la obra, en el área ocupada por la misma, es el de suprimir prácticamente la evaporación. Esto hace que, con el tiempo, el flujo ascendente tiende a restituir las presiones normales correspondientes al caso de no tener evaporación; es decir, la distribución de presiones neutrales tenderá a la hidrostática con nivel freático en la superficie del terreno.

Lo anterior causa que las presiones efectivas disminuyan fuertemente con la consiguiente expansión del material bajo el área cargada.

En la discusión anterior se ha supuesto que la altura potencial de ascensión capilar del suelo es mayor que la profundidad del nivel freático bajo la superficie del área cargada. Esta expansión de la arcilla ocurrirá aún en época de sequía, ya que es motivada sólo por la construcción de la obra. Los cambios climáticos así como el aprovisionamiento superficial de agua (como por riego o fuga de agua de una tubería) pueden dar lugar a expansiones y a compresiones periódicas de la arcilla bajo cimientos poco profundos.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Las expansiones y compresiones del suelo en los ciclos de humedecimiento y secado antes mencionados pueden causar daños apreciables en las estructuras que se construyan sobre aquél; en especial las zapatas y las losas poco profundas son susceptibles a esos cambios.

La magnitud de las expansiones depende de las cargas actuantes sobre el suelo y es obvio que aquéllas serán mayores cuanto menores sean éstas. Por lo general, los levantamientos debidos a expansiones son causa de problemas más serios que los asentamientos convencionales, debido a que son más difíciles de corregir una vez que han ocurrido.

En la práctica cuando se sospecha un problema de arcillas expansivas lo primero que debe hacerse es utilizar la Tabla que dará idea de la magnitud del fenómeno que se enfrenta. Una vez que se sabe que existirá un problema importante de expansibilidad, deberán hacerse pruebas de laboratorio más serias; la prueba de consolidación estándar es la más común.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

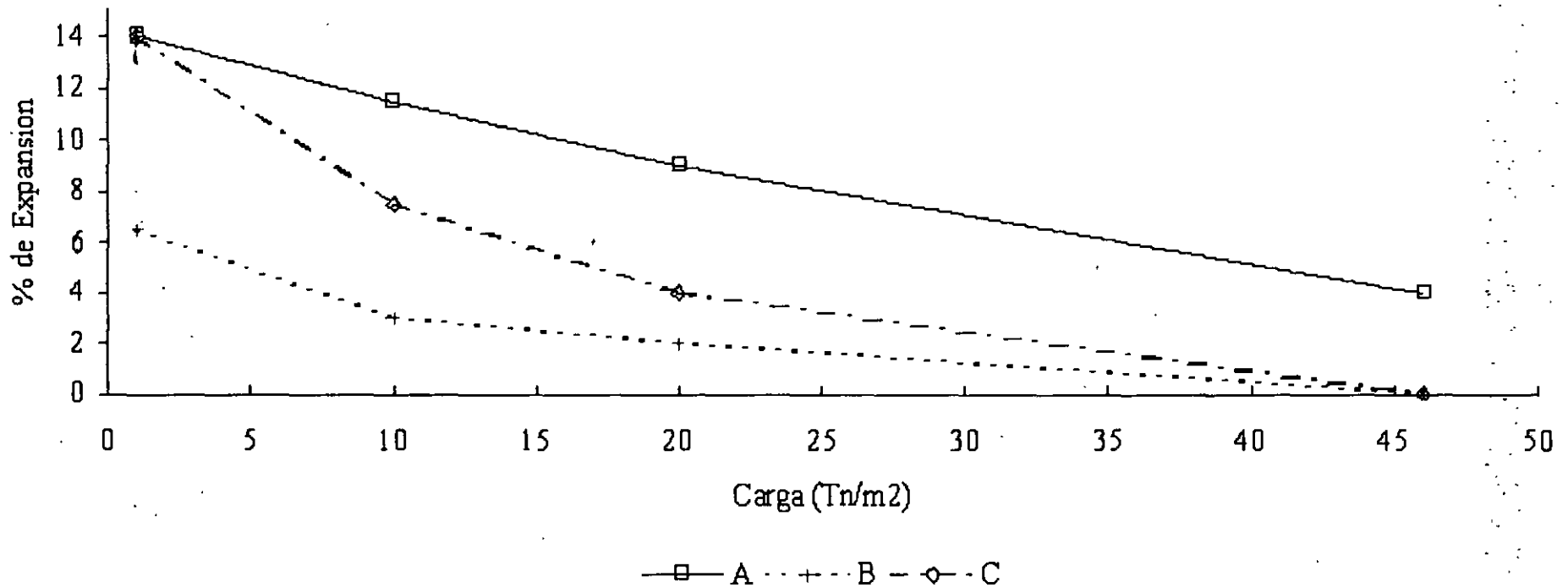
Las muestras a obtener deberán ser realmente representativas, usándose muestras lo más inalteradas que sea posible, la alteración en el contenido de agua original (ej. el secado) puede producir cambios irreversibles en la estructura del material.

Un factor muy importante es la secuencia de humedecimiento y carga a que se someta la muestra durante la prueba, pues ésta deberá representar fielmente a la que tendrá lugar en el prototipo. Se obtienen diferencias fuertes en las características de expansibilidad de una arcilla según que, durante la prueba, la carga preceda al humedecimiento o que éste tenga lugar antes que el proceso de carga.

Como ilustración de las diferencias anteriores, se presenta la gráfica de la figura siguiente, en la que se muestran curvas típicas de la relación cambio de volumen-carga de una misma arcilla expansiva.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Arcillas Expansivas
Efecto del humedecimiento-carga



Efecto del humedecimiento-carga en una arcilla expansiva

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

La curva A muestra el efecto de humedecer primero el suelo con una carga de 0.7 ton/m^2 , dejándole que absorba toda el agua que desee, para cargarlo posteriormente en incrementos, de modo que se consolide la muestra bajo cada incremento, obteniéndose volúmenes decrecientes a medida que aumenta la carga aplicada en cada incremento.

La curva B, por el contrario, se ha obtenido cargando primero el espécimen a una carga inicial tal que contrarreste la tendencia de la expansión de la muestra, de manera que al ponerla en condiciones de absorber agua, no lo haga bajo esa carga.

Si ahora esa carga se reduce (en decrementos) se obtiene la curva B, expandiéndose el suelo según va absorbiendo agua bajo carga decrecientes. La curva C muestra las expansiones que se obtienen para la arcilla sujeta a prueba cuando el espécimen se carga primeramente a una cierta presión intermedia cualquiera y posteriormente se permite que tome agua, hasta llegar a una condición de equilibrio; esta curva permite conocer qué expansión llegará a tener la arcilla probada cuando absorba agua sujeta a diferentes cargas.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Nótese que, como se había anticipado, la expansión final es menor cuanto mayor sea la carga a que está sujeta la arcilla.

La curva C, contiene el primer punto de la A, puesto que éste indica la expansión de la arcilla cuando se satura bajo carga de 0.7 ton/m², condición común para ambas curvas; también contiene el primer punto de la curva B, pues en éste la arcilla se dejó expandir bajo la *presión de expansión* en ambos casos.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

□ Suelos dispersivos

Son aquéllos en los que las partículas de arcilla se separan espontáneamente entre sí y de la estructura del suelo, y quedan en suspensión en agua tranquila.

Los suelos dispersivos son, por lo general, solonetz o suelos sódicos (no salinos - alcalinos). Los suelos dispersivos son la excepción en suelos derivados del intemperismo in situ de rocas ígneas.

CONSECUENCIAS DE LA EXPOSICIÓN DE ARCILLAS DISPERSIVAS AL AGUA

- Erosión superficial de taludes
- Túneles en revestimientos y diques de control
- Fallas por tubificación en presas homogéneas

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



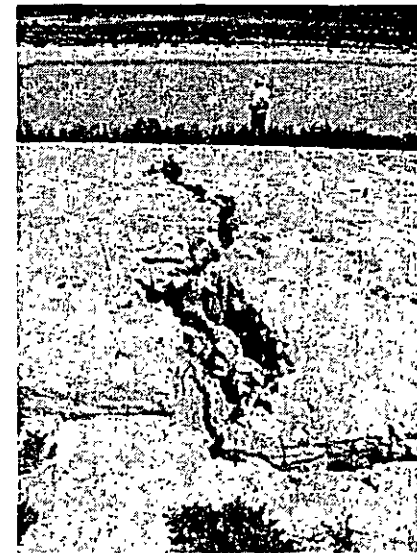
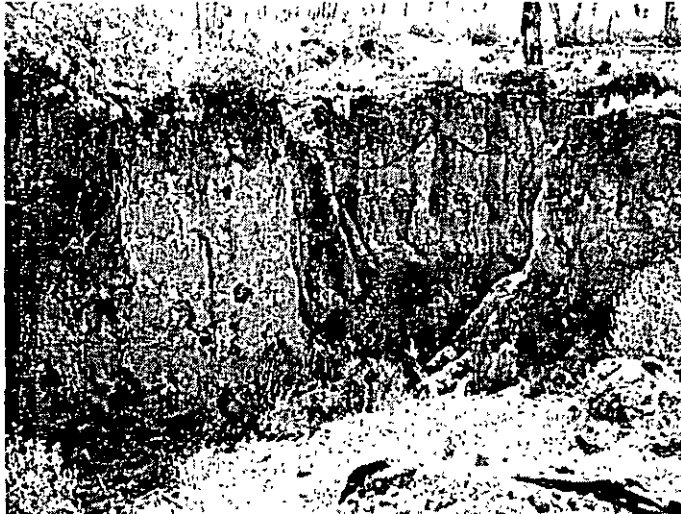
VISTA DEL TALUD DE AGUAS ABAJO; OBSERVESE QUE
AFLORA SAL AL PIE DEL TALUD Y LOS TUNELES
ATRAVIESAN DE UN LADO A OTRO

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

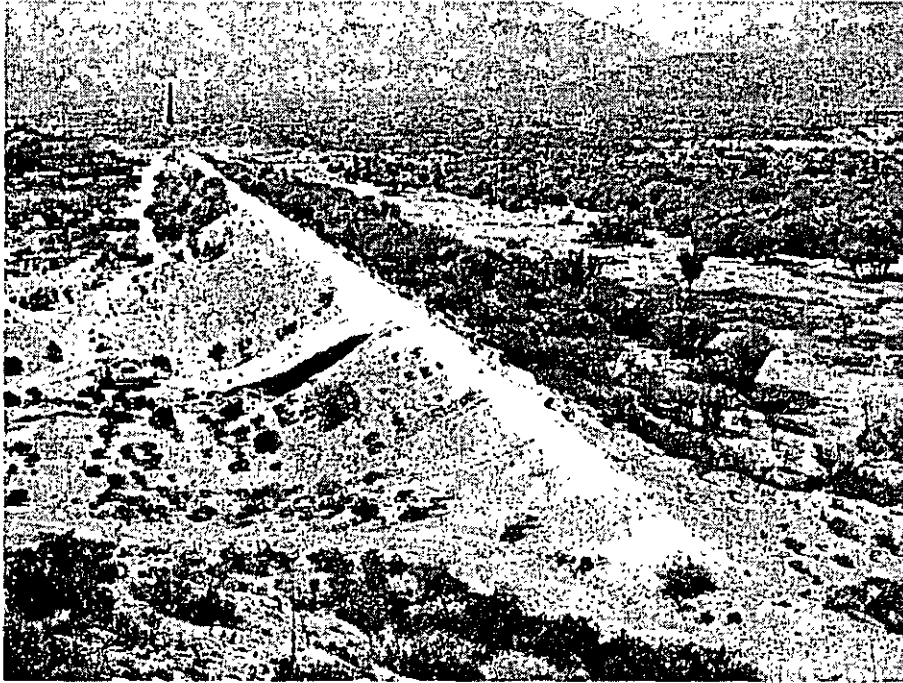


TUNEL VISTO DE AGUAS ARRIBA HACIA AGUAS ABAJO:
SE OBSERVAN LAS CAPAS COMPACTADAS

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Las arcillas dispersivas difieren de las arcillas ordinarias por su resistencia a la erosión, dado que contienen un volumen relativo de sodio disuelto en el agua de poro más alto. Las arcillas ordinarias tienen preponderancia de calcio y sodio en el agua de poros.

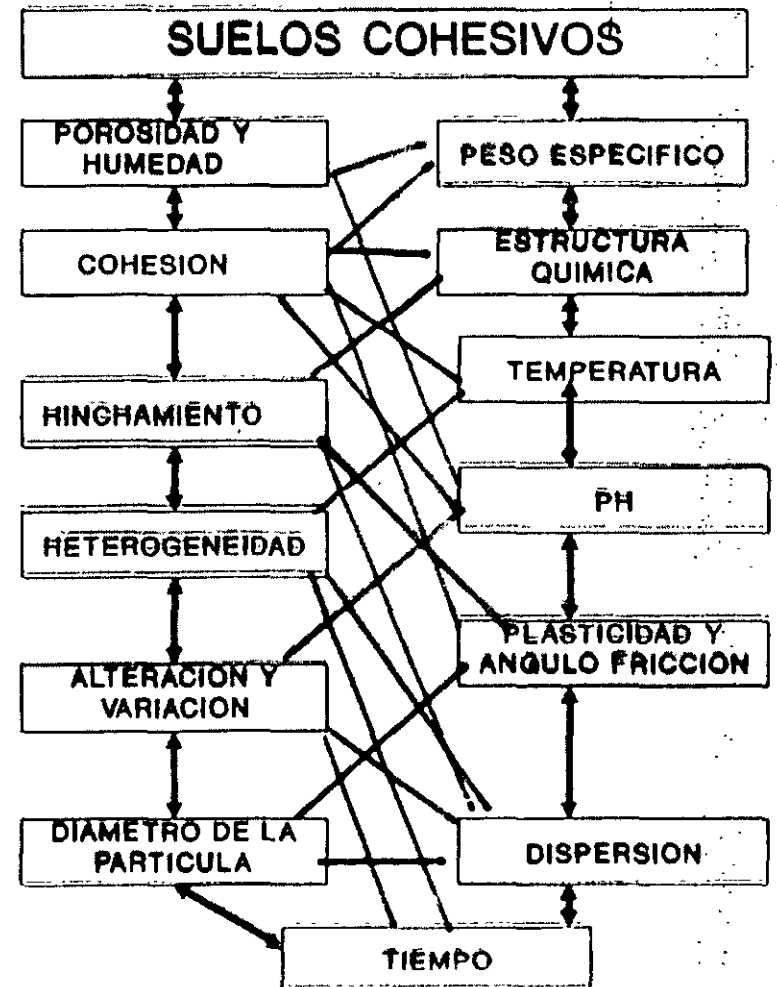
En las arcillas dispersivas predominan los cationes de sodio en el agua de poros. Como el catión de sodio tiene una única carga positiva, si se compara con las cargas por calcio e iones de magnesio, ocurre un desequilibrio en las fuerzas electroquímicas. Dicho desequilibrio causa una repulsión entre partículas.

Las arcillas dispersivas son más fácilmente erosionadas por agua de baja concentración iónica como el agua de lluvia. El origen de una arcilla dispersiva particular no siempre se puede identificar con certeza, pero suelos que se formaron en ambientes ricos en minerales como el sodio pueden dar lugar a estos depósitos.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Los estudios o pruebas mecánicas, tales como la curva granulométrica o los límites de Atterberg, no distinguen las arcillas ordinarias de las dispersivas. Se necesita la identificación de las arcillas dispersivas a través de pruebas específicas.

FACTORES FISICOS QUIMICOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

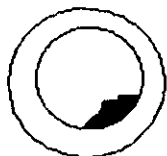
A continuación se describen algunos de los ensayos para identificar este problema de dispersión.

1.- Prueba por disgregación

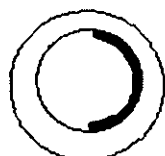
La prueba de desagregación se ejecuta en laboratorio. Dicha prueba fue desarrollada por científicos australianos. Es la más simple para la detección de la dispersión. *Es un método cualitativo.*

En cuanto a su procedimiento, se coloca un terrón de suelo de aproximadamente un cm^3 en un recipiente de vidrio. Dicho suelo debe estar en estado natural de humedad.

TEST DE DISPERSION



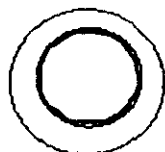
TIPO 1



TIPO 2

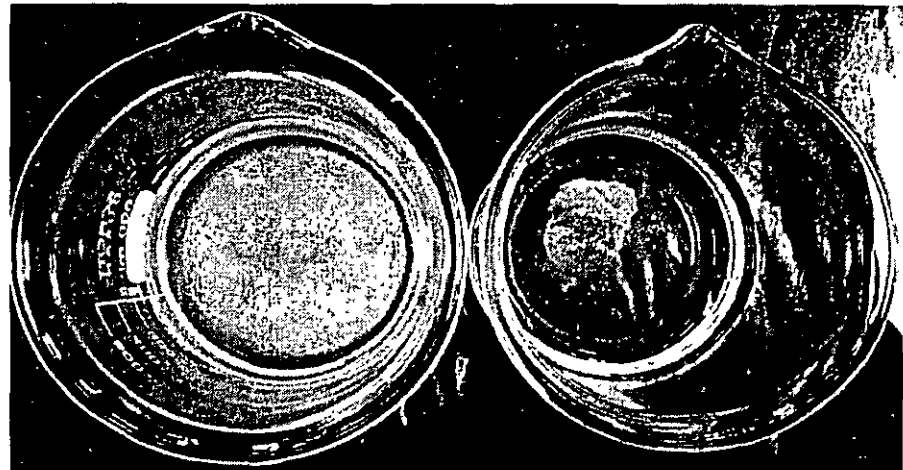


TIPO 3

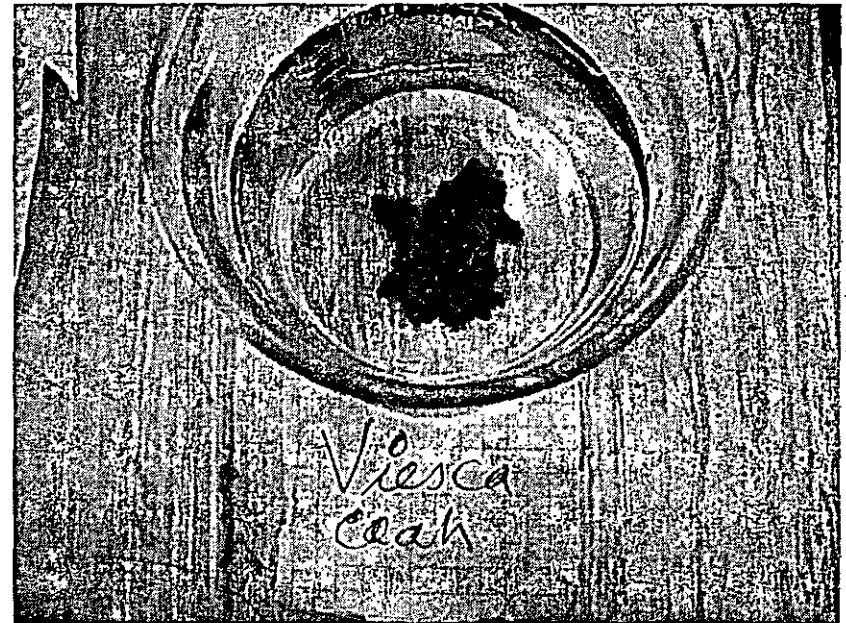
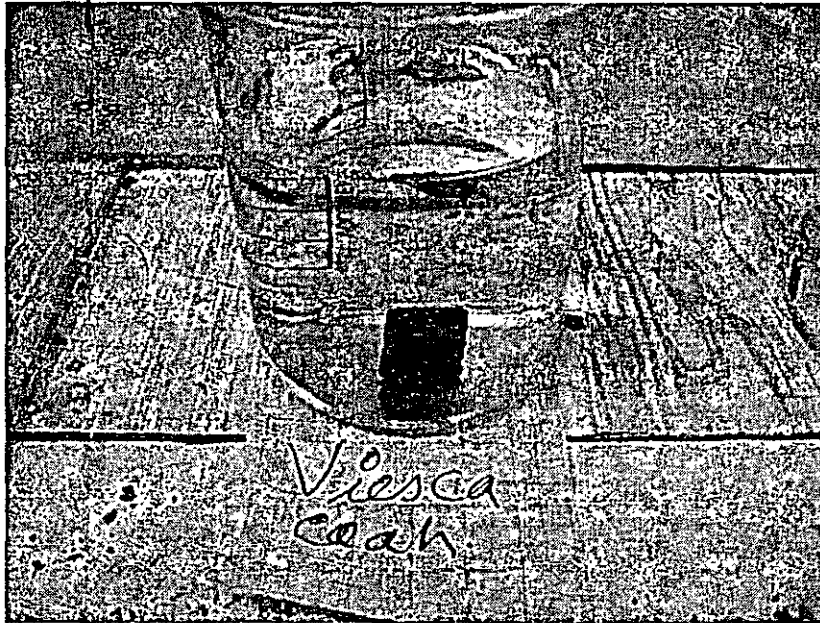


TIPO 4

Tipología para la determinación cualitativa de la dispersión



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

Se lo sumerge en agua destilada. La primera observación se realiza a la primera hora como mínimo y la segunda a las cuatro horas. Al final de dicho período se observan la nube coloidal.

La configuración obtenida se califica de acuerdo a :

- 1) *Ninguna nube coloidal desarrollada.*
- 2) *Una nube coloidal es notable cercana a la periferia.*
- 3) *Una nube coloidal emana en una distancia apreciable del trozo de suelo. Sin embargo, la nube no cubre el fondo del recipiente de vidrio hasta su lado opuesto.*
- 4) *La nube coloidal cubre toda la circunferencia del recipiente de vidrio.*

Suelos arcillosos que tienen reacción 1 o 2, pueden no ser sometidos a pruebas químicas de dispersión. Suelos arcillosos que tienen reacción 3 o 4 , deben ser sometidos a pruebas químicas de dispersión.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

2.- Prueba SCS Hidrómetro

Se ejecuta esta prueba generalmente en el laboratorio, pero existe una modificación para el desarrollo en campo. Básicamente, la prueba compara el porcentaje moderado de arcilla en una muestra que se dispersa artificialmente al de un testigo que no tiene ningún agente artificial dispersante agregado antes de medir el porcentaje de partículas de la arcilla en suspensión.

La prueba mide el por ciento de peso seco de arcilla clasificada según el tamaño de partículas en dos muestras de la arcilla que se someterán a diferentes procedimientos. Una de las muestras se dispersa artificialmente por agregar hexametáfosfato de sodio. El porcentaje de arcilla clasificada según el tamaño en cada procedimiento se mide usando un hidrómetro. Se define el valor de dispersión de acuerdo a :

La interpretación de los resultados puede realizarse de acuerdo a :

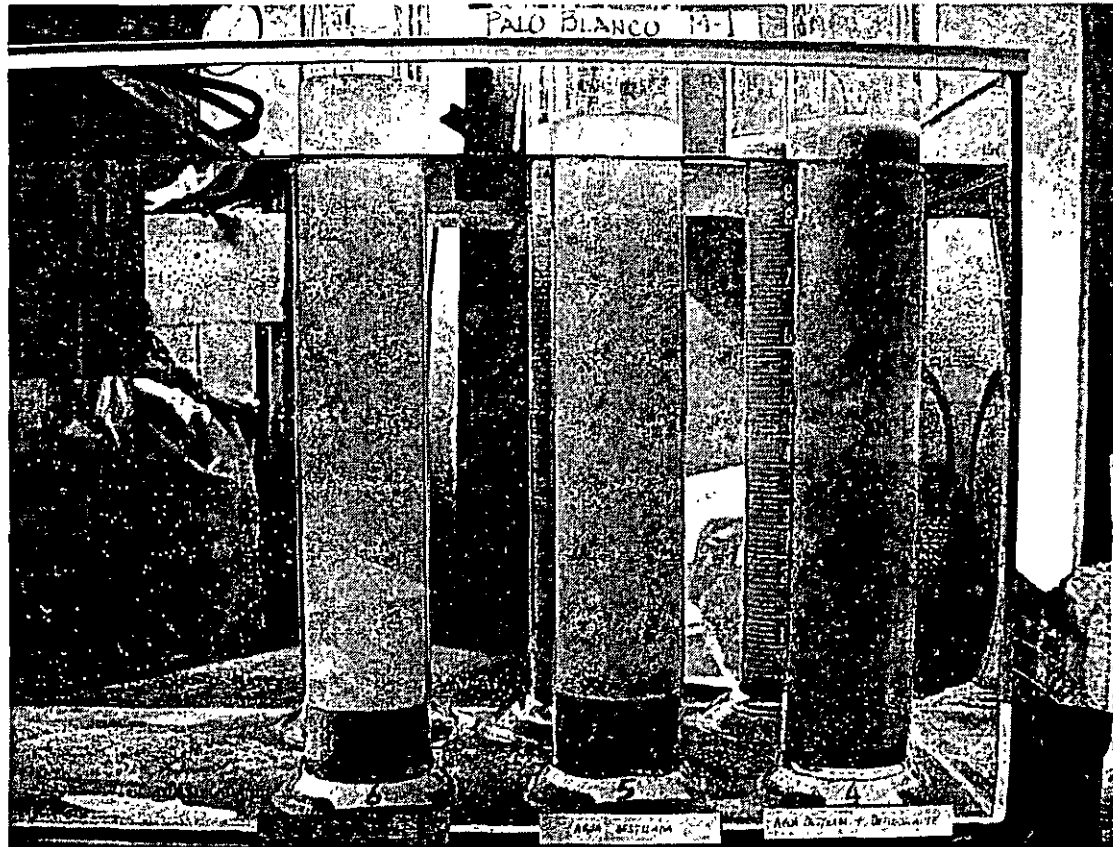
CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

$$\% \text{ dispersion} = \frac{\% \text{ arcilla}(0.005\text{mm}) \text{ sin agente dispersante}}{\% \text{ arcilla}(0.005\text{mm}) \text{ con agente dispersante}} \times 100$$

- % Dispersión > 60- el suelo es probablemente dispersivo*
- % Dispersión < 30- el suelo no es probablemente dispersivo*
- 30 < % Dispersión < 60- se requieren pruebas adicionales*

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

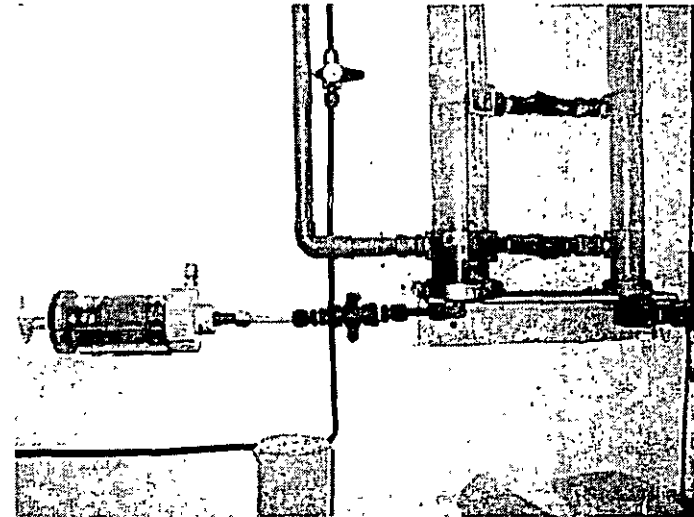
$$\% \text{ dispersion} = \frac{\% \text{ arcilla}(0.005\text{mm}) \text{ sin agente dispersante}}{\% \text{ arcilla}(0.005\text{mm}) \text{ con agente dispersante}} \times 100$$



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

3.- Prueba Pinhole

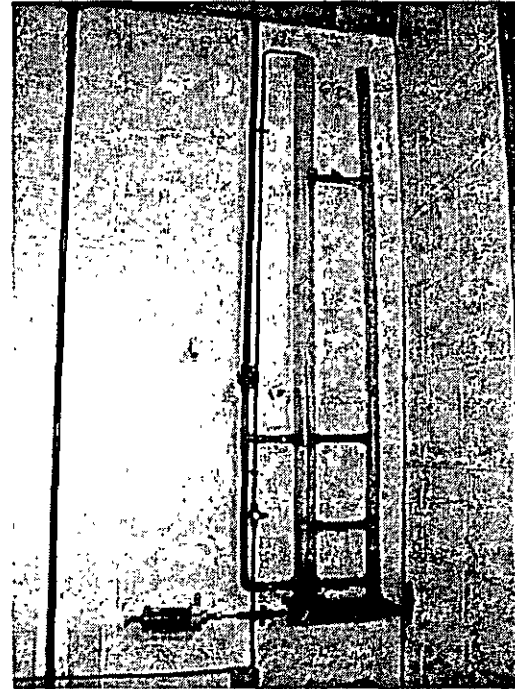
La prueba del pinhole es de ejecución directa. Es un ensayo que evalúa el fenómeno de erosión como consecuencia de la dispersión de las partículas del suelo. Consiste en provocar un flujo de agua a través de un pequeño orificio realizado en una muestra de suelo, con una determinada carga hidráulica. El diámetro final resultante, el grado de turbidez del agua y la carga hidráulica aplicada permiten clasificar las características dispersivas del suelo.



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

3.- Prueba Pinhole

La prueba del pinhole es de ejecución directa. Es un ensayo que evalúa el fenómeno de erosión como consecuencia de la dispersión de las partículas del suelo. Consiste en provocar un flujo de agua a través de un pequeño orificio realizado en una muestra de suelo, con una determinada carga hidráulica. El diámetro final resultante, el grado de turbidez del agua y la carga hidráulica aplicada permiten clasificar las características dispersivas del suelo.

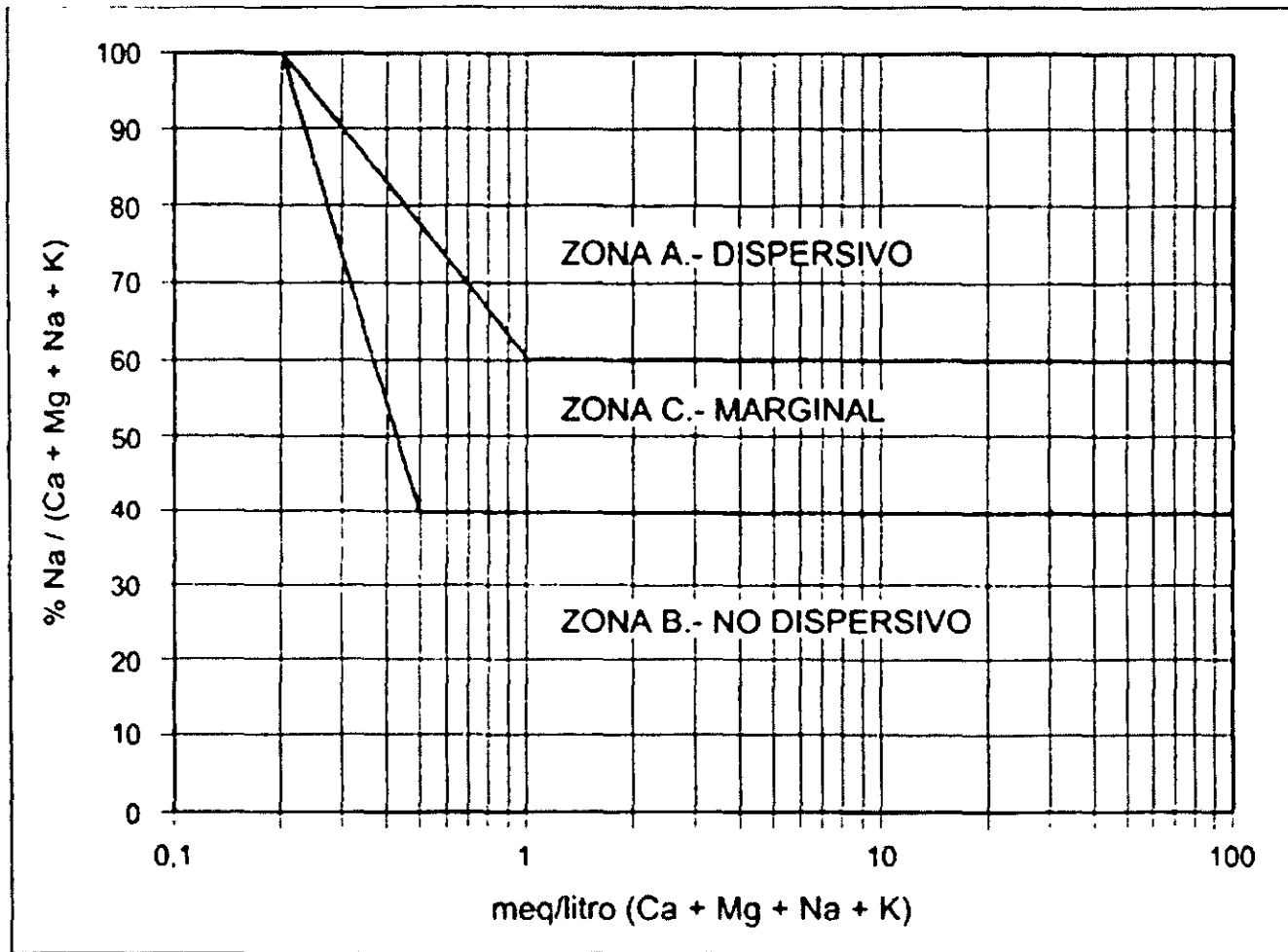


CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

4.- *Ensayo químico*

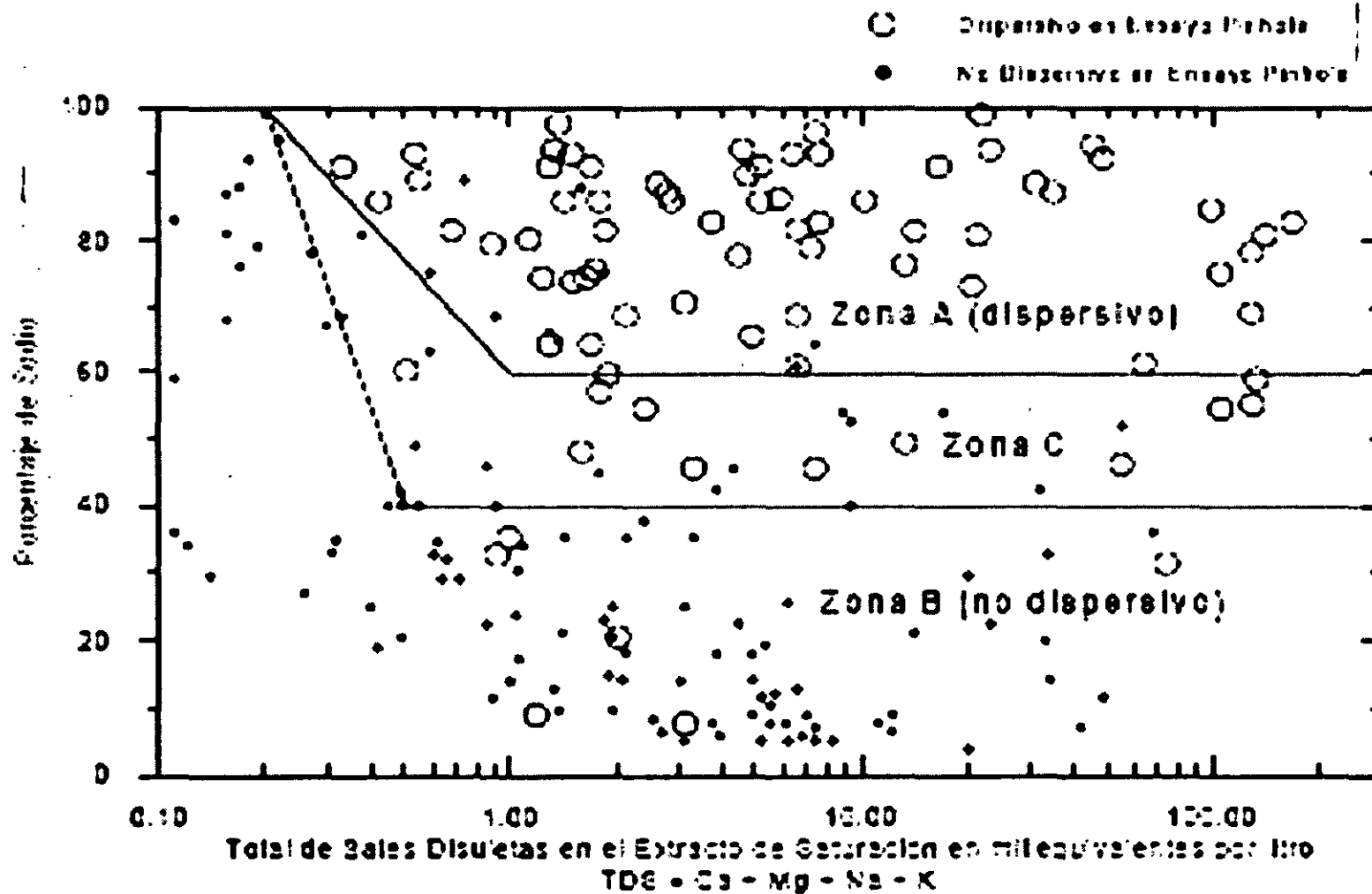
Dicha prueba o Test tiene su origen en el Laboratorio de Estudios de suelos de Lincoln (EEUU). La prueba usa un espectrofotómetro de absorción atómica que determina la cantidad de sales disueltas y las cantidades de Sodio, Magnesio, Potasio y Calcio. Las arcillas no dispersivas o normales se determinan por el predominio de cationes de calcio o magnesio. Las arcillas dispersivas, por cationes de sodio. Un gráfico empírico fue desarrollado por Sherad, como puede observarse a continuación.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS

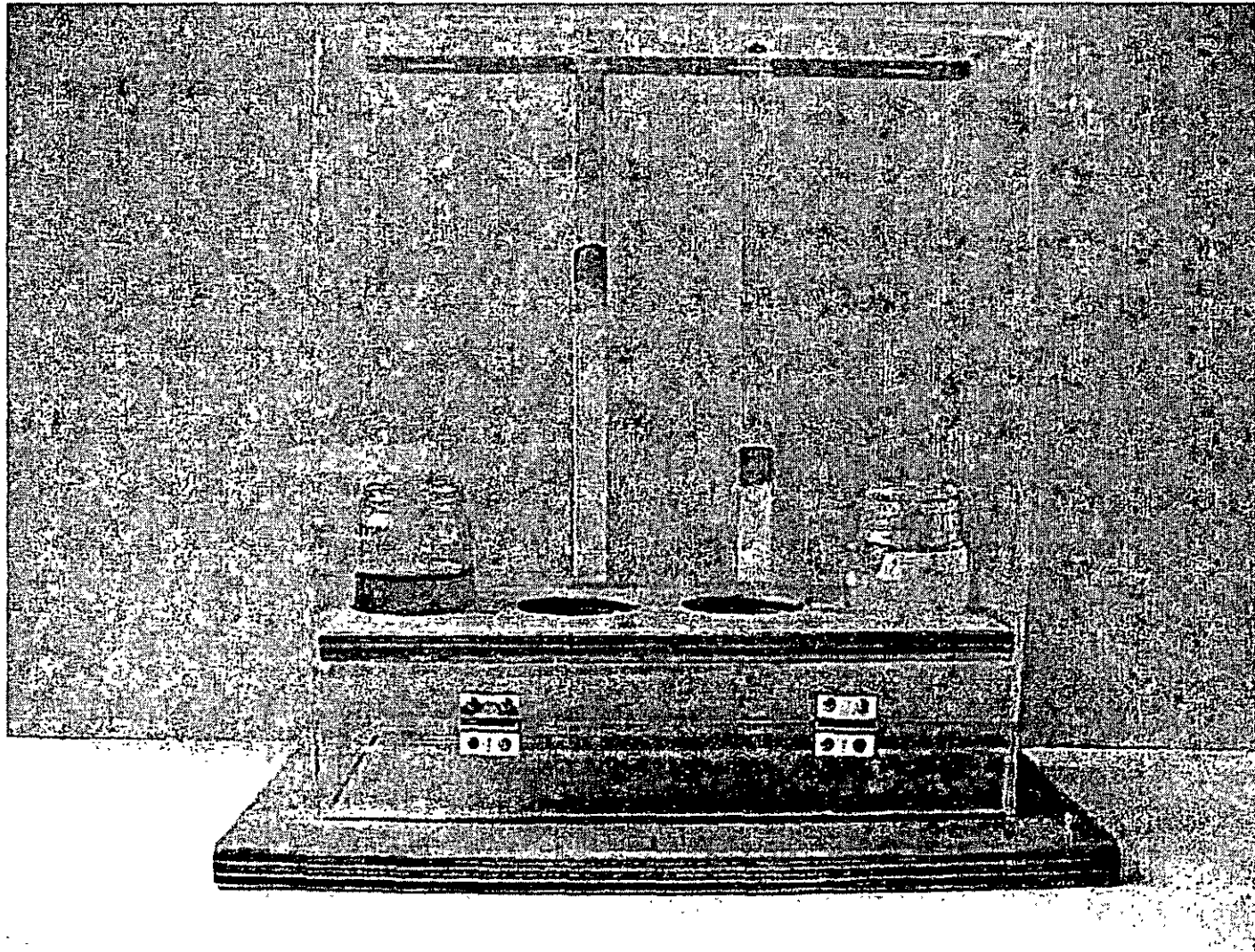


Potencial de dispersividad en función del contenido químico, según los criterios de Sherard y otros, 1976.

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



Caolinita

Andosol(Morelos)

Haloisita

B. Sódica

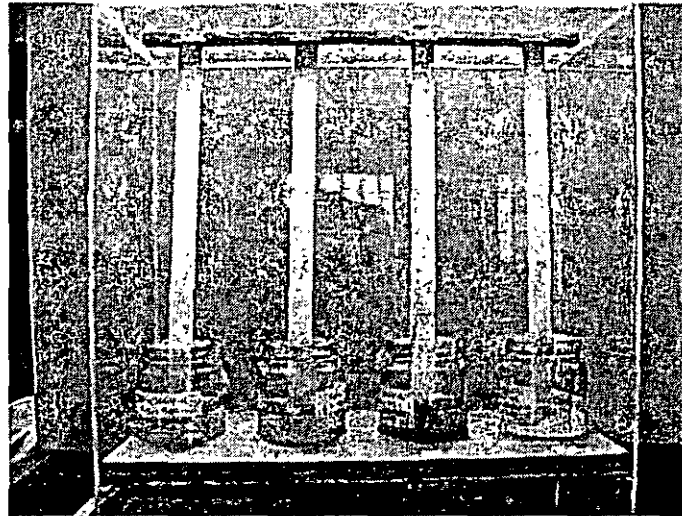
SM4-7

SM4-10@¹

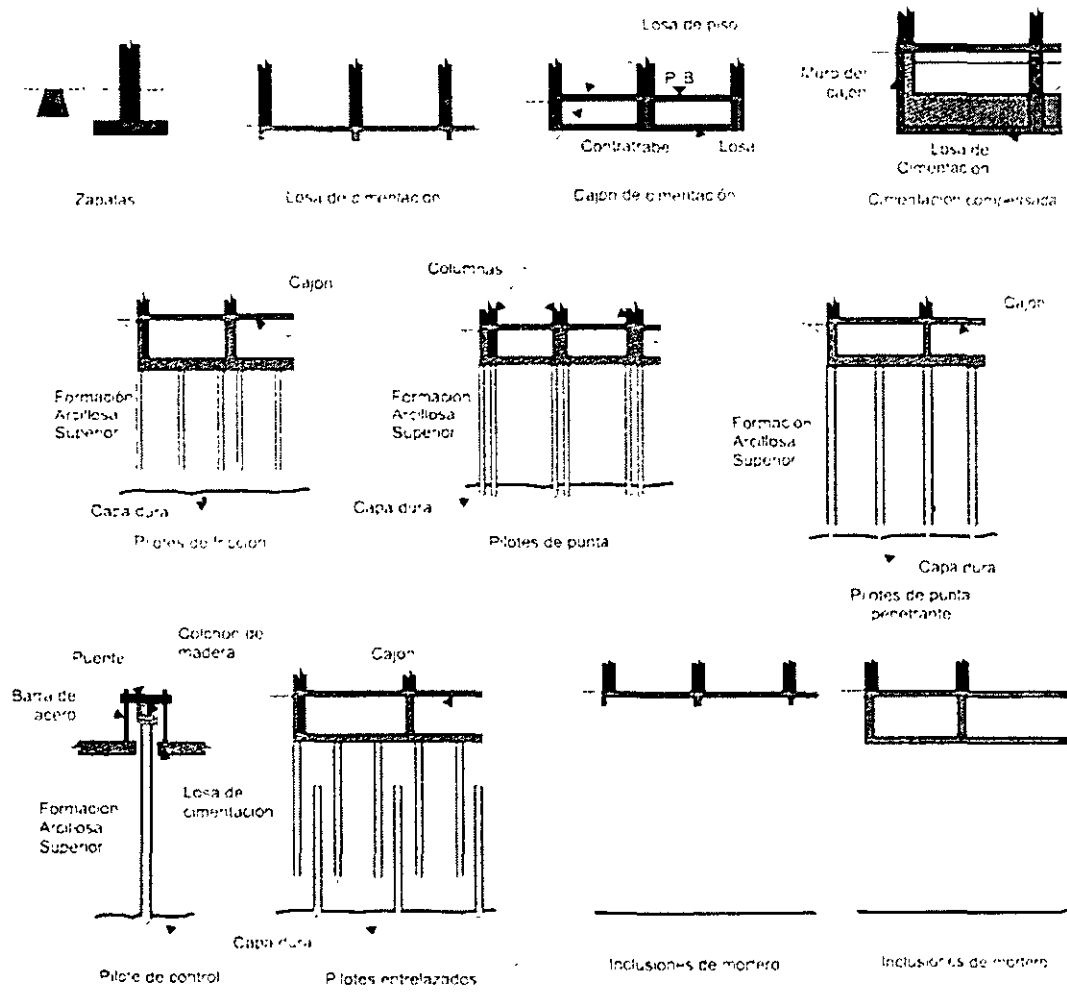
SM4-10@²

SM4-31

CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



CONCEPTOS BÁSICOS DE MECÁNICA DE SUELOS



Tipos de cimentación empleados actualmente en la zona lacustre de la ciudad de México

"El suelo sostiene, soporta, insinúa el camino de la humanidad. Guarda en su superficie o en las oquedades la huella humana, el paso del hombre por su acontecer histórico, social, científico. Es el suelo matriz y mortaja; paradójicamente: el hombre come del suelo, el suelo se come al hombre"

Profesor Emérito Nicolás
Aguilera



GRACIAS.