

Conferencia Invitada

LA INFLUENCIA DE ALGUNOS PARAMETROS MECANICOS EN LA DETERMINACION DE LA GEOMETRIA Y DE LOS PRODUCTOS DE ZONAS DE FALLA: UN RESUMEN.

THE ROLE OF SOME MECHANICAL FACTORS IN THE DETERMINATION OF THE GEOMETRY AND THE FAULT ROCKS IN SHEAR ZONES: AN ABSTRACT.

JORGE SKARMETA

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago

Con motivo de la celebración de un Primer Coloquio Nacional de Megafallas (parte del Proyecto 202 PICG: Megafallas de Sud América), el Presidente del Comité Coordinador me solicitó exponer un trabajo de carácter general, que pudiera ser de utilidad en uniformar ideas entre los participantes y expositores. El poder de persuasión de Ricardo Thiele quedó en doble manifiesto al lograr que este trabajo haya sido expuesto y que este resumen acerca de los factores mecánicos que puedan estar relacionados con la variación de la geometría y con la litología en zonas de falla, haya sido escrito.

ZONAS DE FALLA

Las zonas de deformación localizada, tan comunes en la corteza de la tierra, son comúnmente y libremente denominadas "zona de falla". Sin duda todos aquellos que en más de una oportunidad han descrito o estudiado estas estructuras, han visto que ellas presentan variadas dimensiones y que las estructuras presentan diferentes grados de discontinuidad (Fig. 1).

Las zonas de falla rígidas (o simplemente fallas) corresponden a zonas donde existe una clara discontinuidad a ambos lados del plano de ruptura; además, ambos bloques adyacentes a la zona de falla no presentan deformación (Fig. 1A). Estas fallas se atribuyen

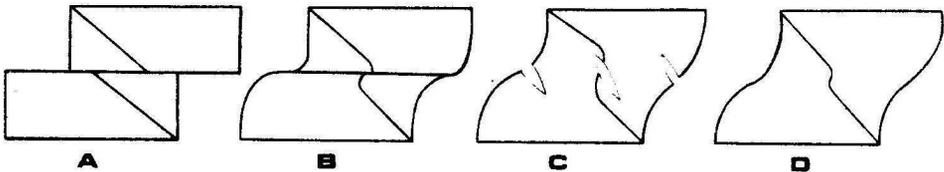


Fig. 1. Tipos de zonas de falla: (A) Rígido, (B) Rígido-Dúctil, (C) Rígido-Dúctil con formación de cavidades de extensión, (D) Dúctil.

a la ruptura de materiales rígidos, una vez que los límites de resistencia elástica han sido sobrepasados.

Las zonas de falla rígido-dúctiles son aquellas que presentan características semejantes a las zonas de falla rígidas, excepto que en las adyacentes al plano de ruptura la roca de caja presenta deformaciones permanentes (Fig. 1B). Otras zonas de falla de este tipo son aquellas que muestran cavidades de extensión, a veces rellenas por cuarzo o calcita; en estas zonas es posible determinar el desplazamiento de un bloque con respecto al otro, pero no un quiebre en la roca (Fig. 1C).

Las zonas de falla dúctiles son aquellas en que la deformación y el desplazamiento han sido totalmente desarrollados por flujo dúctil (o plástico) y las rocas no presentan ruptura (Fig. 1D). Este tipo de deformación se produce, en general, en condiciones de metamorfismo mayores que facies de esquistos verdes.

Es evidente que los tres tipos de zonas de falla arriba indicados (Fig. 1) corresponden a extremos, por lo tanto puede haber zonas de falla con características intermedias. Esto es entendible al observar una gráfica esquemática de esfuerzo-deformación en donde las condiciones de ruptura rígida y flujo dúctil están indicadas (Fig. 2). Más aún, es común ver un mismo tipo de roca (ej. "granito") fallado rígidamente y evidentemente fracturado, mientras que otro de similar composición puede estar cizallado y ambos bloques se han desplazado sin que haya un quiebre en la roca. En consecuencia las condiciones físicas que actuaron sobre la roca durante el fallamiento juegan un rol importante en la determinación del tipo de zona de falla a generar (Fig. 2).

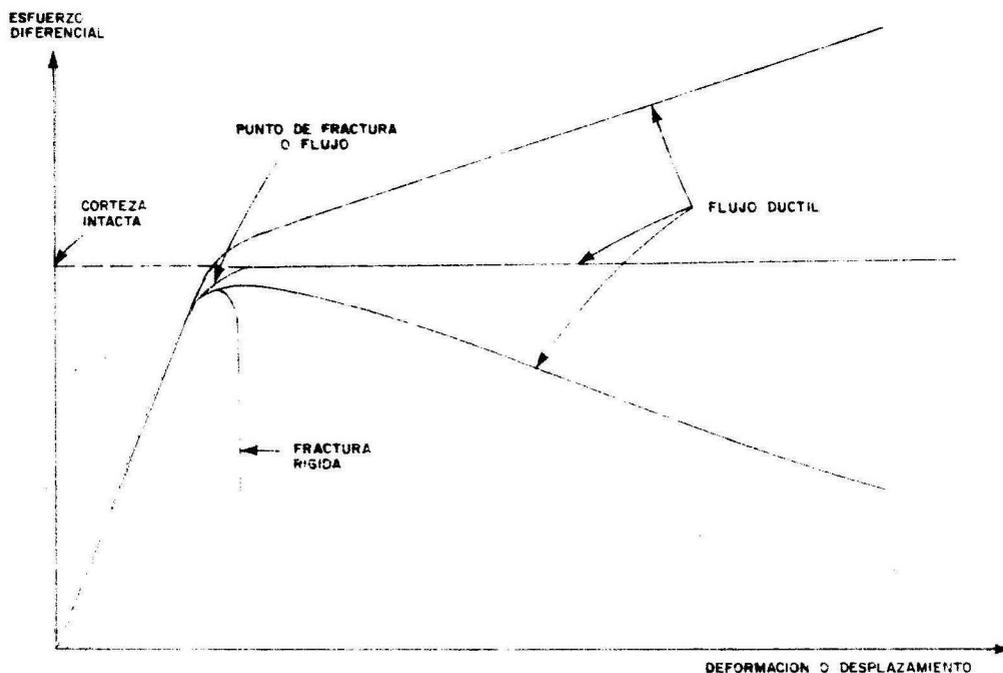


Fig. 2. Condiciones para la localización de zonas de falla. Ver texto para discusión.

FACTORES FISICOS QUE AFECTAN LA GENERACION DE ZONAS DE FALLA

El análisis que se presenta a continuación pretende relacionar el efecto de algunos parámetros mecánicos, como *temperatura*, *presión* (y/o *esfuerzo*), la *presencia de fluidos* y la *velocidad de deformación* en el "fallamiento" de las rocas, y argumentar como estos factores pueden contribuir en la determinación de la geometría de la respectiva zona de falla.

El efecto de la *temperatura* se relaciona con la profundidad en la corteza, en la que se generan las estructuras (Fyfe *et al.*, 1978). El efecto real de la temperatura se observa en un gráfico de esfuerzo diferencial-deformación, en donde el cuarzo requiere menores esfuerzos para fluir cuando la temperatura de deformación es mayor (Fig. 3A). Datos de experimentos realizados en rocas arrojan resultados similares (Grieggs *et al.*, 1960; Fig. 3B; Nadai, 1963; Price, 1966; Jaeger v Cook, 1969; Heard, 1976; Nicolas y Poirier, 1976; Turcotte y Schubert, 1982).

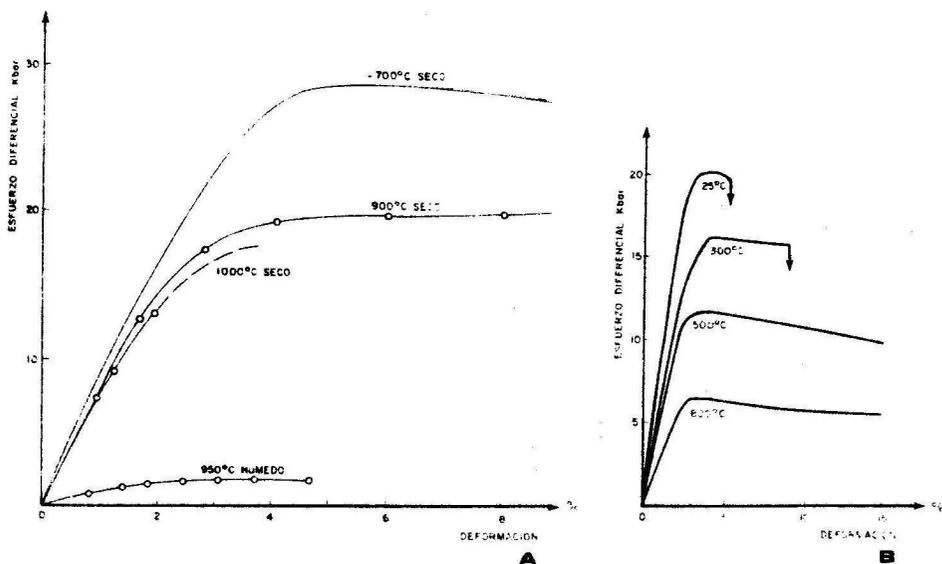


Fig. 3. Efecto de la temperatura en la relación esfuerzo-deformación. (A) Deformación de cuarzo (simplificado de Grieggs 1967), (B) Deformación de granito (tomado de Grieggs *et al.*, 1960).

Los *fluidos* son probablemente el parámetro de mayor influencia en la respuesta de las rocas al fallamiento. El efecto de los fluidos puede ser dividido en: a) mecánico, en que la presión de fluidos intersticiales reduce la resistencia mecánica de la roca a la fractura (ver Fyfe *et al.*, 1978) (Fig. 4) y b) físico-químico, que induce a un incremento de la ductibilidad debido al efecto "Rebinder" (Westwood *et al.*, 1967). Ver también Fig. 3A y comparar la deformación de cuarzo seco y húmedo a aproximadamente a 950°C (Griggs, 1967).

La magnitud de los *esfuerzos confinantes* (que también se pueden hacer equivaler con la profundidad en la corteza, ver Price 1966) se observa en el ejemplo mostrado en la Fig. 5A (tomada de Paterson 1958), donde se puede notar el comportamiento del mármol en

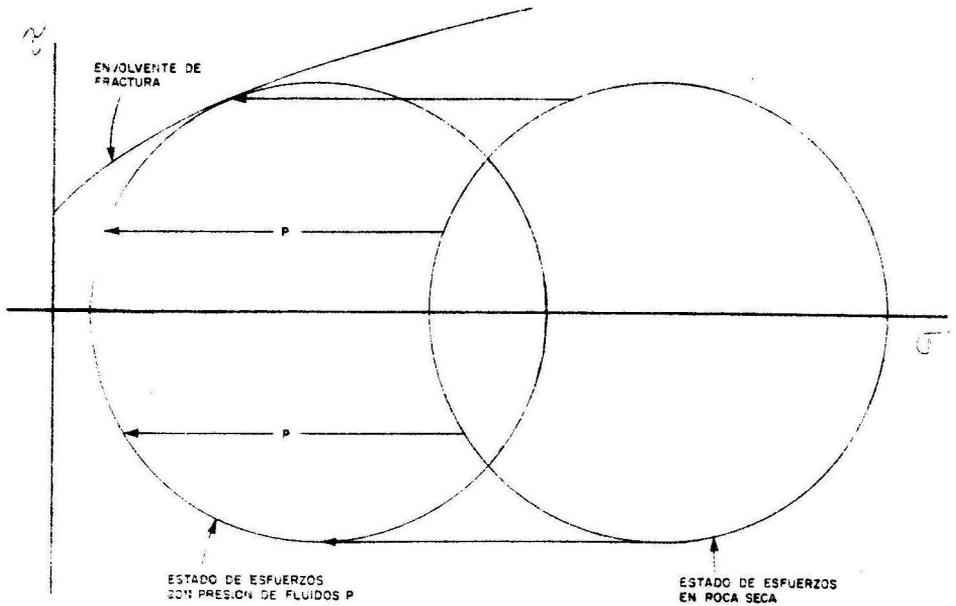


Fig. 4. Círculo de Mohr para esfuerzos. El diagrama muestra el efecto de la presión de fluidos; el círculo de la derecha representa un estado de esfuerzo insuficiente para generar fracturas. El efecto de la presión de fluidos, P, reduce los esfuerzos y el círculo intersecta la envolvente de fractura y se genera la falla.

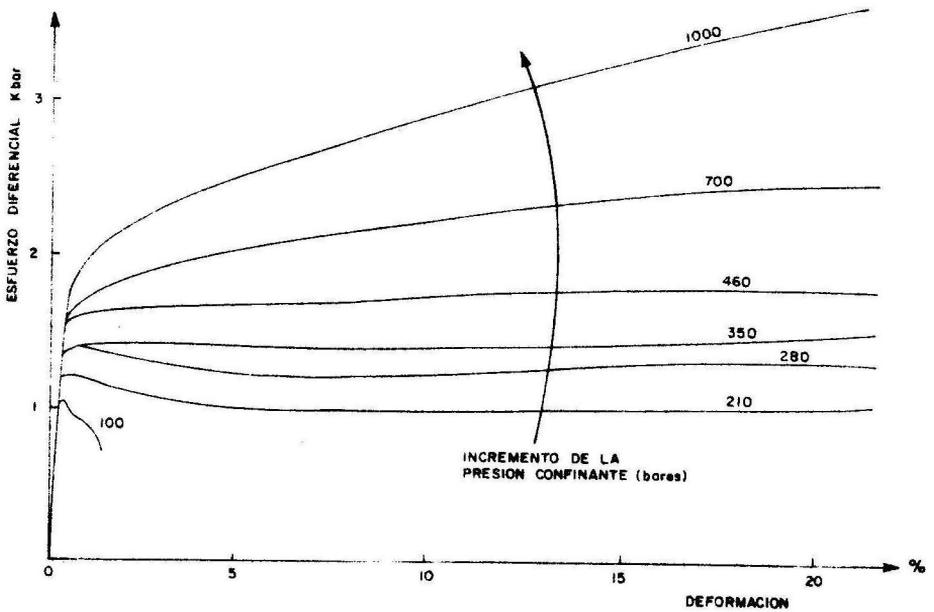


Fig. 5A. Efecto del incremento del esfuerzo confinante en las curvas de esfuerzo-deformación. Marmol de Wobeyan (Paterson, 1958).

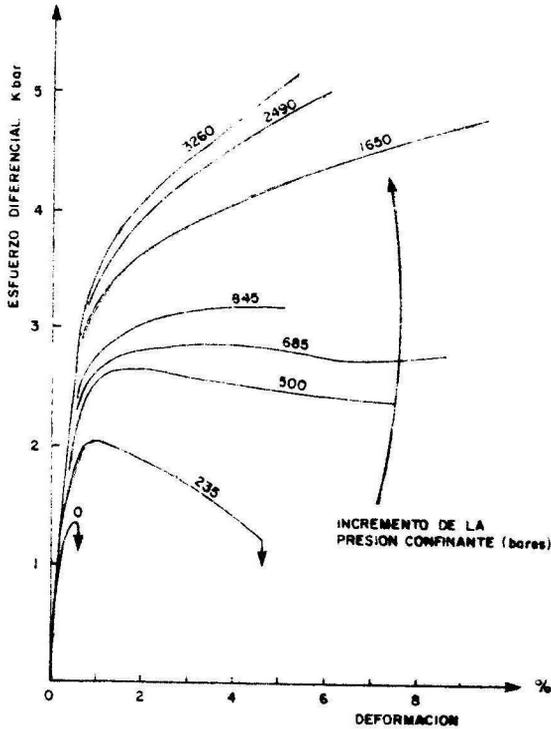


Fig. 5B. Efecto del incremento del esfuerzo confinante en las curvas de esfuerzo-deformación. Mármol de Carrara (von Kamar, 1911).

diferentes pruebas. Puede verse en esta figura, que a baja presión confinante (cercano a un experimento uniaxial) la roca se deforma rígidamente. Esta es la situación de la gran mayoría de las rocas (Fig 5B).

La variación de la resistencia de las rocas y/o minerales a la deformación (que ciertamente incluye la ruptura rívida), con respecto a la *velocidad de deformación*, es dependiente a su vez de los otros factores arriba señalados. Tal es así que, por ejemplo, el cuarzo puede deformarse por diferentes mecanismos (ver por ejemplo Nicolas y Poirier, 1976) y éstos están determinados por la temperatura, presión confinante y velocidad de deformación. Para discusión de los mecanismos de deformación intracrystalina ver principalmente, Elliot, 1973; Rutter, 1976; White, 1976; McClay, 1977; Kerrich *et al.*, 1977, 1980; Sibson 1977, 1983. La Fig 6 resume parte de la discusión anterior y delimita los campos mayores de deformación del cuarzo según diferentes mecanismos.

ROCAS Y DINAMICA DE FALLA

Sibson (1977) sugirió que la dinámica de las zonas de falla, puede estar comprendida dentro de dos extremos: a) deslizamiento "sísmico" y b) cizallamiento "asísmico" (Fig. 6). El primero de ellos involucra altas velocidades de deformación, ruptura y fricción y, frecuentemente ocurre en la corteza superior. El segundo involucra deformación plástica,

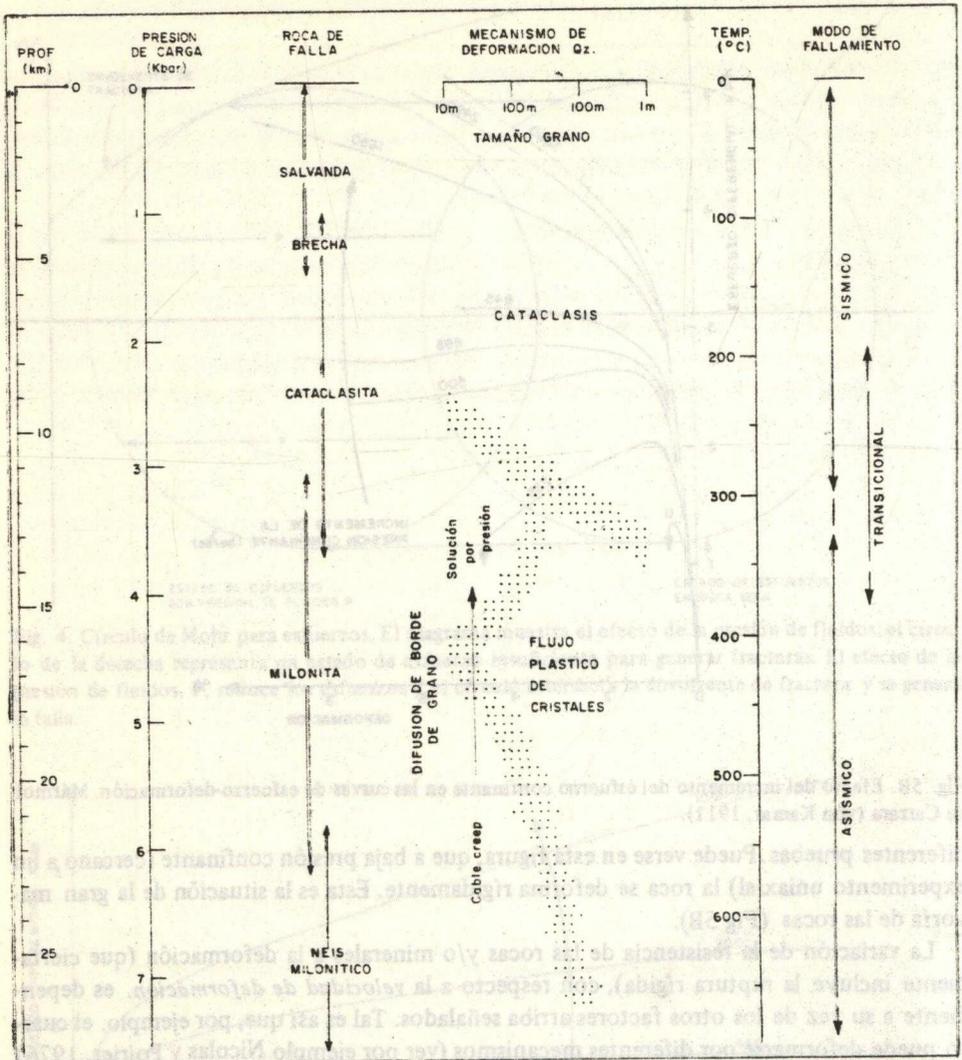


Fig. 6. Cuadro modelo que relaciona el modo de fallamiento, el mecanismo de deformación del cuarzo y las rocas de fallas asociadas con relación a la profundidad y la temperatura (simplificado de Sibson, 1983). Ver texto.

intracrystalina (que como se señaló es térmicamente activada) y se desarrolla a velocidades de deformación comparativamente bajas. Es entonces razonable suponer que las rocas generadas por ambos procesos van a ser diferentes, ya que los mecanismos de deformación difieren (Fig. 6). Posteriormente, Sibson (1983) sugiere que las rocas de falla generadas por cataclisis (que incluye fracturamiento y deslizamiento de granos y de rocas) tienen un origen más relacionado con el deslizamiento sísmico, mientras que las milonitas (que involucran procesos de plasticidad intracrystalina y difusión de masa) están relacionadas con el cizallamiento asísmico (Fig. 6).

		NO FOLIADAS	FOLIADAS
NO COHESIVAS		BRECHA DE FALLA (> 30% de fragmentos)	?
		SALVANDA DE FALLA (< 30% de fragmentos)	?
	VIDRIO	PSEUDOTAQUILITA	?
COHESIVAS	NATURALEZA DE LA MATRIZ Reducción tectónica del tamaño de los cristales domina el crecimiento y la recristalización.	BRECHA (fragmentos >0.5 cm) BRECHA FINA (0.1 cm < Frag <0.5 cm) MICROBRECHA (fragmentos <0.1 cm)	
		PROTO CATACLASITA	PROTOMILONITA
		CATACLASITA	MILONITA
	ULTRA CATACLASITA	ULTRAMILONITA	
		PROPORCIÓN DE MATRIZ 90-100%/o 50 90%/o 10-50%/o 0 10%/o	
Crecimiento del tamaño de cristales	?	BLASTOMILONITA	

Tabla 1: Clasificación textural de rocas de falla (traducción de Sibson, 1977).

La clasificación textural de las rocas de falla propuesta por Sibson (1977) y cuya relación con la dinámica de falla se discutió arriba y se señala en la Fig. 6, está indicada en la Tabla 1.

SINTESES

El estudio de zonas de falla requiere, en primer lugar, que se tenga la posibilidad de evaluar las condiciones en que las rocas que conforman estas zonas se produjeron. Para esto se requiere: a) Estudios de las rocas de falla y b) estudio y mapeo de la geometría de las zonas de falla.

Como comunmente por problemas de escala (y sobre todo al estudiar "Megafallas") no todas las características requeridas están expuestas en el terreno (por ejemplo debido a la "Ley de la Perversidad", E. Godoy, comunicación oral), el estudio de las pequeñas estructuras que se pueden observar puntualmente y que a su vez están asociadas con la estructura mayor, se torna vital. Sin embargo, para poder usar con confianza estas estructuras, se requiere determinar lo mejor posible en que condiciones físicas se generaron y también el mecanismo que las causó.

REFERENCIAS

- Elliot, D., 1973. Diffusion flow laws in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 2645-2664.
- Fyfe, W., Price N.J., Thompson, A.B., 1978. *Fluids in the Earth's Crust*. Elsevier, Amsterdam.
- Griggs, D.T., 1967. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. *Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc.*, 14: 19-31.
- Griggs, D.T., Turner, F.J., Heard, H.C., 1960. Deformation of rocks at 500° to 800° C. In: *Rock Deformation* (Eds: D.T. Griggs and J. Handin). *Geol. Soc. Am., Memoir*, 79: 39-104.
- Heard, H., 1976. Comparison of the flow properties of rocks of crustal conditions. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A283, 173-186.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G., 1969. *Fundamentals of Rock Mechanics*. Methuen & Co., London.
- Karman, T.H., 1911. Festigkeitsversuche unter allseitigem Druck, *Z. Ver. dt. Ing.* 55: 1749-1757.
- Kerrich, R., Allison, I., Barnett, R.L., Moss, S., Starkey, J., 1980. Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contr. Mineral. Petrol.*, 73: 221-242.
- Kerrich, R., Beckinsale, R.D., Durham, J.J., 1977. The transition between regimes dominated by intracrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. *Tectonophysics*, 38: 241-257.
- McClay, K., 1977. Pressure solution in rocks and minerals: a review. *J. Geol. Soc. Lond.*, 134: 57-70.
- Nadai, A., 1963. *Theory of Flow and Fracture of Solids*. Vol. 2. McGraw-Hill, New York.
- Nicolas, A., Poirier, J.P., 1976. *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. John Wiley and Sons, New York.
- Paterson, M.S., 1958. Experimental deformation and faulting in Wombeyou marble. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 69: 465-476.
- Price, N.J., 1966. *Joint and fault development in brittle and semi-brittle rock*. Pergamon Press, Oxford.
- Ramsay, J., 1980. Shear Zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, 2: 83-100.
- Rutter, E.H., 1972. The influence of interstitial water on the rheological behaviour of calcite rocks. *Tectonophysics*, 14: 13-33.
- Sibson, R.H., 1977. *Fault Rocks and Fault Mechanisms*. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133: 191-213.
- Sibson, R., 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc. Lond.*, 140: 741-767.
- Turcotte, D., Schubert G., 1982. *Geodynamics*. John Wiley and Sons, New York.
- Westwood, A.R., Goldheim, D.L., Lye, R., 1967. Rebinding effects in MgO. *Phil. Mag.*, 16: 505-519.
- White, S.H., 1976. The Effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A283: 69-86.