

depositadas por el viento en laderas y hondonadas, como lo apreció el autor en la ladera norte del cerro Bramador.

El tema de las avalanchas y corrientes de barro en Chile es abordado y descrito a partir de sus características principales por Golubev (1973). Señala que si bien estos fenómenos figuran entre los más destructivos, y a pesar de las víctimas y daños que causan, no existen a la fecha de realizado el trabajo, estudios especiales al respecto. En relación a las corrientes de barro, divide y zonifica el territorio en regiones homogéneas para la formación de ellas, atendiendo a indicadores tales como la cantidad de corrientes de barro por unidad de superficie o su frecuencia estimada para algunos barrancos específicos. En la II Región, desde Taltal o Tocopilla define una franja costera que corresponde a una región con "avalanchas y corrientes de barro probables".

Señala para la Cordillera de la Costa, entre los 20 y 27° de Latitud Sur: "Este sector tiene un clima tropical desértico, relieve regularmente desmembrado, ausencia de escurrimiento superficial y vegetación. La importancia de las acumulaciones detríticas y la inclinación de las pendientes occidentales de la Cordillera de la Costa, hacen suponer una alta posibilidad de corrientes de barro. Pero la ausencia de lluvias intensas inhibe totalmente este peligro. Recordemos, sin embargo, que justamente debajo de laderas potencialmente peligrosas, están los principales puertos del Norte Grande, como Antofagasta, Iquique, Tocopilla, etc."

Los fenómenos relacionados con el movimiento en masa de sedimentos producidos en los Andes Chilenos, también analizados desde un punto de vista geológico son presentados por Abele (1984). El trabajo abarca los aspectos más básicos que tienen que ver con el origen y génesis de los derrumbes de montañas y morrenas, poniendo énfasis en las características que permiten distinguirlos.

En cuanto a los aspectos hidrometeorológicos e hidráulicos de las corrientes de detritos y barro, existe escasa información en nuestra país y por los mismo el tema en lo que toca a estos aspectos es prácticamente desconocido. Con ocasión del aluvión (corriente de barro) ocurrida el 29 de Noviembre de 1987 en la hoya superior del río Colorado, se reunió y analizó alguna información relacionada con los aspectos hidrológicos e hidráulicos del fenómeno (AC Ingenieros Consultores, 1988). La corriente de barro se originó en la cabecera de la cuenca del estero Parraguirre, afluente del río Colorado, en un sector localizado a una cota cercana a los 4.700 msnm y a unos 30 km de la zona denominada El Alfaífal. El fenómeno fue provocado por un violento deslizamiento de la ladera oriental, en una zona que presenta un desnivel con el cauce del estero antes mencionado, de aproximadamente 1200 m. Se presume que el fenómeno tuvo su causa primera en el aumento inusual del contenido

de agua y presión de poros de una masa rocosa, altamente meteorizada y fracturada, debido a un rápido proceso de deshielo originado por las altas temperaturas del aire que se dieron en este período. En efecto, la isoterma 0°C se situó en los días próximos a la ocurrencia de la corriente de barro, alrededor de la cota 5.100 msnm lo cual contrasta marcadamente con su ubicación normal de verano que es inferior a los 4.200 msnm. La corriente se habría generado al impactar violentamente el piso del valle, la masa desprendida de la ladera, y licuar y pulverizar la nieve y detritos. Esta masa habría ido incorporando en su recorrido, cantidades adicionales de agua y sedimentos. Según los antecedentes disponibles, la corriente se habría manifestado en el curso medio del río Colorado como tres ondas sucesivas, siendo la segunda, la mayor y más destructiva. Las alturas que alcanzó el flujo fueron cercanas a 30 m en el tramo superior donde el cauce del río está más encajonado. La velocidad media de propagación de la onda de crecida se estimó en 10 m/s cerca del Alfalfal, aunque según la DGA esta cifra habría superado los 30 m/s en las zonas cercanas al origen del fenómeno. La concentración del flujo habría sido del orden del 60% en volumen, considerando un caudal peak posiblemente superior a 2.000 m<sup>3</sup>/s y un volumen de agua de unos 24 millones de m<sup>3</sup>.

## 2.5 Cuantificación y Modelación de las Corrientes de Detritos

### 2.5.1 Comportamiento Mecánico

#### a) Aspectos Generales

Como se ha señalado anteriormente, las corrientes de detritos están constituidas por una mezcla de agua y sólidos de granulometría variada y amplia la cual comprende fracciones finas del tipo de arcillas, limos y arena fina, fracciones intermedias como arena y grava fina hasta gravas y bolones y bloques de rocas de dimensiones variables.

La concentración de sólidos, medida como el peso o volumen de éstos en relación al total de la mezcla, varía conforme a la incidencia de los distintos factores que intervienen en la generación de la corriente. El peso específico o peso volumétrico de la masa depende de la concentración de los sólidos y del peso específico de la partículas y fragmentos rocosos.

Las mezclas sólido-líquidas puestas y mantenidas en movimiento por acción de la gravedad, presentan un comportamiento reológico caracterizado por una relación esfuerzo de corte-deformación, variable según el contenido de agua, contenido de sólidos, granulometría y tamaño de las partículas de sedimento, e incluso forma y

Las mezclas sólido-líquidas puestas y mantenidas en movimiento por acción de la gravedad, presentan un comportamiento reológico caracterizado por una relación esfuerzo de corte-deformación, variable según el contenido de agua, contenido de sólidos, granulometría y tamaño de las partículas de sedimento, e incluso forma y angulosidad de las mismas. Estas mezclas pueden comportarse como materia fluida sin ofrecer resistencia al corte o como materia fluida plástica con una tensión de fluencia y alta viscosidad.

Según sus propiedades físicas y reológicas, un flujo de detritos puede presentar diferentes consistencias haciendo que aparezca como un movimiento turbulento en que el fluido y las partículas sólidas no muestran coherencia entre si, o bien, como un movimiento laminar o plástico de una masa líquida-sólida coherente. Estos flujos llevan asociados velocidades de unos pocos hasta varias decenas de m/s y volúmenes de material miles a cientos de miles de millones de m<sup>3</sup>. Son en general de corta duración (minutos a pocas horas) e intermitentes, pero son enormemente destructivos debido a la gran energía cinética que tienen.

#### b) Propiedades Físicas y Reológicas

Las propiedades que permiten caracterizar el comportamiento mecánico de las corrientes detríticas y de barro son básicamente, la concentración en peso o en volumen de los sólidos constitutivos de la mezcla, la densidad o peso específico global y la viscosidad; en ocasiones también se incluyen otros parámetros reológicos como el esfuerzo de corte de fluencia y el parámetro de Bingham para fluidos con comportamiento plástico.

##### b.1) Concentraciones, Pesos Específicos y Densidades

De acuerdo con los antecedentes que ya han sido proporcionados en este informe, las concentraciones volumétricas de las corrientes detríticas varían en el rango del 50% al 80%, teniendo normalmente los sólidos un peso específico en el orden de 2,4 a 2,7 ton/m<sup>3</sup> (se adopta en general es 2,6-2,65 ton/m<sup>3</sup>). El peso específico de la mezcla varía entre 1,5 y 2,3 ton/m<sup>3</sup>, siendo frecuente que el rango sea más estrecho: entre 1,8 y 2,0 ton/m<sup>3</sup>.

La relación entre concentración volumétrica ( $c_v$ ), peso específico del agua ( $\gamma$ ), peso específico de los sólidos ( $\gamma_s$ ) y peso específico global de la corriente detrítica ( $\gamma_d$ ), está dada por la siguiente ecuación:

$$\gamma_d = \gamma (1 - c_v) + c_v \gamma_s \quad (2.1)$$

La razón entre el peso específico de la corriente detrítica y el peso específico de los sólidos, o equivalentemente entre las densidades respectivas se expresa de acuerdo a lo anterior por:

$$\frac{\gamma_d}{\gamma_s} = \frac{\rho_d}{\rho_s} = \frac{1}{s} (1 - c_v) + c_v \quad (2.2)$$

donde  $\rho_d$  y  $\rho_s$  son respectivamente las densidades de la mezcla y de los sólidos. La densidad o peso específico relativo de los sólidos es  $s$ .

La máxima concentración que puede llegar a tener una mezcla sólido-líquida, constituye un límite físico importante que toman en cuenta diversos modelos desarrollados para este tipo de corrientes. Esta máxima concentración se obtiene cuando las partículas se aglutinan en seco de modo de rellenar al máximo los huecos formando una estructura compacta como sucede cuando la masa sedimenta liberando la mayor parte del agua.

Kang Zhichenz y Wan Yuzhang (1992), determinaron una relación entre la concentración volumétrica de un flujo detrítico y la concentración volumétrica máxima para corrientes observadas en la cuenca del Jiangjia en China, encontrando la siguiente regresión:

$$c_v = 1,067 c_{v \max} - 0,129; r^2 = 0,998 \quad (2.3)$$

A partir de lo anterior proponen clasificar las corrientes en cuanto a estructura y movimiento utilizando la razón  $c_v/c_{v \max}$ , como se detalla en la Tabla 2.5.

TABLA 2.5 CLASIFICACION DE LAS CORRIENTES DE DETRITOS SEGUN ZHICHENZ y YUZHANG (1992)

$\frac{c_v}{c_{v \max}}$	Estado de Movimiento	Tipo de Flujo de Detritos
> 0.91	Estructurado	Altamente viscoso
0.87-0.91	Laminar	Viscoso
0.76-0.86	Transición	Sub-viscoso
0.62-0.75	Turbulento	Apenas-viscoso
< 0.62	Turbulento	Hiperconcentrado

### b.2) Composición Granulométrica de los Sedimentos

Los sedimentos de un flujo de detritos en cuanto a las fracciones de tamaño que la componen es semejante al del material que constituye la fuente. En general, la masa de sedimentos que se fluidiza y se mueve pendiente abajo puede estar constituida por fragmentos de roca grandes y medianas, clastos, grava, grava fina, arena gruesa y media, y finos del tipo de arena media, limos y arcilla. La proporción de estos materiales varía ampliamente en distintos casos e incluso puede producirse una disminución o aumento de algunas o todas las fracciones granulométricas a lo largo del recorrido de las corrientes, afectando su comportamiento hidráulico.

Para dar una idea de las granulometrías que se presentan en las corrientes que ocurren en China y de su efecto sobre el comportamiento que ellas tienen sobre el flujo, Wang Ying y Zhov Bifan (1992) proponen la clasificación de flujos detríticos en función del contenido de diferentes fracciones de tamaño, detallada en la Tabla 2.6.

**TABLA 2.6 CLASIFICACION DE LOS FLUJOS DE DETRITOS ATENDIENDO A LA DISTRIBUCION GRANULOMETRICA - CORRIENTES EN CHINA SEGUN YING Y BIFAN (1992)**

Tipo de Corriente	% en Peso de cada Fracción			
	Fracción > 2 mm	2-0,05 mm	0,05-0,005 mm	< 0,005 mm
Crecida de Agua	0	3.5	44.5	52.0
Flujo de Detritos Diluido o Corriente de Barro	74.2	17.0	3.2	3.5
Flujo de Detritos en Estado Transicional	55.8	34.6	5.6	4.0
Flujo de Detritos Viscoso	60.1	22.0	11.0	8.6

Puede apreciarse que en estos flujos el contenido de finos bajo los 50 micrones es bastante alto e incluso las fracciones más finas bajo los 5 micrones son todavía significativas.

### b.3) Propiedades Reológicas y Leyes Constitutivas

Según lo consigna Takahashi (1991), son numerosos las investigaciones realizadas para determinar las propiedades reológicas y leyes constitutivas de flujos

sólido-líquidos hiperconcentrados, desde que se llevara a cabo el trabajo pionero efectuado en 1954 por Bagnold.

Bagnold introdujo el concepto de esfuerzo dispersivo que representa los efectos de choque interno entre las partículas sólidas sobre el flujo. La resistencia al escurrimiento resulta en tal caso del efecto combinado de fricción interna del fluido, de la fricción entre las partículas de sólido y de los choques interparticulares.

A partir de la definición del grupo adimensional conocido como número de Bagnold, se ha establecido el comportamiento reológico generalizado de las mezclas sólido-líquidas, relacionándolo con un parámetro adimensional de esfuerzo, tal como se muestra en la Fig 2.1

El número de Bagnold es proporcional a la derivada de la velocidad en la dirección vertical, siendo definido como sigue:

$$N = \frac{\rho_s \cdot \lambda^{1/2} \cdot \sigma_D^2}{\mu} \cdot \left( \frac{du}{dz} \right) \quad (2.4)$$

donde:

- N : Número de Bagnold
- $\rho_s$  : Densidad de las partículas sólidas
- $\lambda$  : Concentración lineal de sólidos
- D : Diámetro de las partículas sólidas
- $\mu$  : Viscosidad dinámica del fluido intersticial
- (du/dZ): Gradiente vertical de la velocidad

La concentración lineal de partícula, se define en función de la concentración volumétrica máxima y la concentración volumétrica de la mezcla como sigue:

$$\lambda = \left( \left( \frac{C_{vmax}}{C_v} \right)^{1/2} - 1 \right)^{-1} \quad (2.5)$$

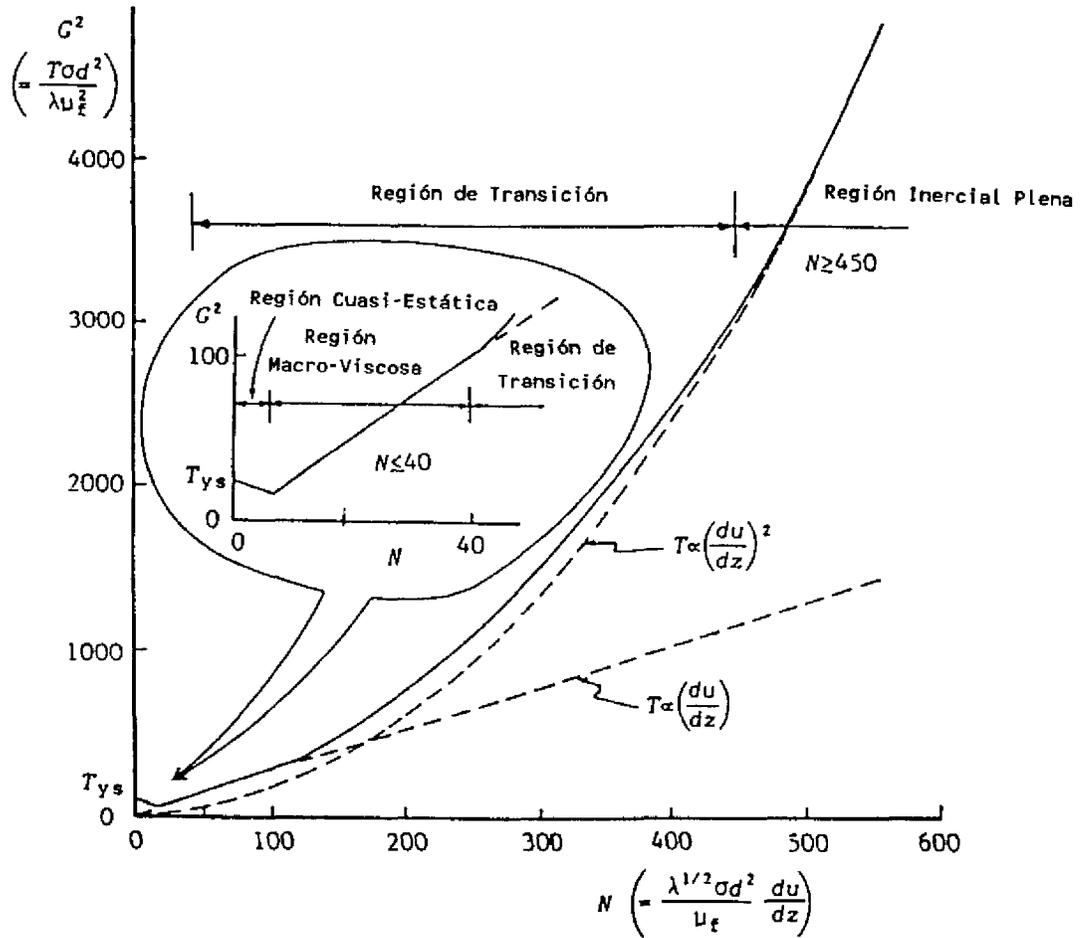


Fig 2.1 Relación Esfuerzo - Tasa de Deformación (Takahashi, 1991)

El parámetro adimensional de esfuerzo  $G^2$ , se define en función del esfuerzo de corte total  $T$  (del fluido y de interacción de partículas sólidas) y de las propiedades del fluido y mezcla anteriormente detallados, de acuerdo con la siguiente expresión:

$$G^2 = \frac{T \cdot \rho^2 \cdot D^2}{\lambda \cdot \mu^2} \quad (2.6)$$

La relación  $G^2 = \phi(N)$  del gráfico de la Fig 2.1, permite clasificar las mezclas sólido-líquidas en los siguientes rangos:

- Rango Cuasi - Estático  $N < 5$
- Rango Macro - Viscoso  $5 < N < 40$
- Rango de Transición  $40 < N < 450$
- Rango Inercial Pleno  $N > 450$

Sólo en el rango macro-viscoso y zona inferior del rango de transición ( $N < 120$ ), el fluido se comporta en forma newtoniana, es decir, con una relación esfuerzo-tasa de deformación lineal. En lo que resta del rango de transición y el rango inercial pleno ( $N > 120$ ), el comportamiento mecánico se caracteriza por una relación esfuerzo-tasa de deformación no lineal que puede ser aproximada por una ley cuadrática.

El enfoque de Takahashi es uno de tantos que se han propuesto para caracterizar reológicamente este tipo de mezclas. Enos (1977), sin embargo, plantea la duda si acaso los ensayos experimentales y la teoría del flujo de pulpas en tuberías (de donde proviene gran parte del conocimiento actual del tema), es cuantitativamente extendible a flujos de detritos que incluyen también material granular grueso. Su contribución apunta a reunir y analizar antecedentes que permitan establecer las fronteras entre comportamientos laminares y turbulentos, aplicables a flujos de detritos con fines geológicos y aplicaciones prácticas. En el caso de fluidos newtonianos, existen criterios establecidos para distinguir uno y otro tipo de comportamiento sólo a partir del número de Reynolds. En los fluidos que se comportan como plásticos ideales, en cambio, la estabilidad del flujo depende también del número de Bingham y aparentemente de otros factores.

Bradley y Mc Cutcheons (1985), plantean que en atención a que los modelos del fluido newtoniano no toman adecuadamente en cuenta los efectos de cohesión y fricción entre partículas que colisionan, han sido diversos los modelos reológicos

propuestos para flujos de detritos. Entre ellos está el modelo pseudo-plástico o de la ley de potencia, y el modelo de Eyring aplicable principalmente a pulpas de sedimentos finos. El modelo de Takahashi, basado en la formulación de Bagnold es un modelo de fluido dilatante.

La viscosidad de mezclas sólidas líquidas ha sido también tema de numerosas investigaciones, partiendo del modelo de Einstein desarrollado para suspensiones diluidas:

$$\mu_d = \mu (1 + 2,5 c_v) \quad (2.7)$$

Para concentraciones superiores, pero que en todo caso no superan el 30%, Thomas, extendió la relación de Einstein haciéndola aplicable a partículas sólidas en el rango de tamaños de 0,1 a 20 micrones:

$$\mu_d = \mu (1 + 2,5c_v + 10,05c_v^2 + 0,062 \exp(\frac{1,875c_v}{1-1,595c_v})) \quad (2.8)$$

En esta expresión, una concentración límite de 30% conduce a una viscosidad de la mezcla equivalente a sólo 2,7 veces la del agua pura. Sin embargo, las estimaciones hechas por Whipple (1992) para flujos detríticos ocurridos en Black Canyon (Independence, California, EEUU), para concentraciones volumétricas entre el 66 y 74% llevan a una viscosidad de las mezclas, comprendidas entre 20.000 y 830.000 veces la del agua.

Costa (1988) plantea por su parte, que los flujos de detritos en general tienen viscosidades que superan largamente las 200 veces la del agua, con lo cual relaciones como las de Thomas verdaderamente no tendrían aplicación en los flujos de detritos.

### 2.5.2 Modelos Matemáticos y Relaciones de Cálculo

#### a) Clasificación Mecánica de los Flujos de Detritos

De acuerdo con los regímenes definidos por Takahashi (1991), previo a la formulación de modelos matemáticos que permitan describir el comportamiento mecánico de una corriente de detritos, resulta necesario establecer criterios para distinguir distintos tipos de flujo.

En el rango pleno plenamente inercial, el criterio de diferenciación lo constituye el parámetro  $\delta$ :

$$\delta = \frac{\text{sen } \theta}{\rho_s/\rho - 1} = \frac{\text{sen } \theta}{s-1} \quad (2.9)$$

donde  $\theta$  es el ángulo de inclinación del lecho con respecto a la horizontal y si  $\theta$  es pequeño,  $\text{sen } \theta \approx \text{tg } \theta = i$ , donde  $i$  es la pendiente.

Dependiendo del parámetro  $\delta$  y de la profundidad relativa  $h/D$ , los flujos de detritos se dividen en las siguientes categorías:

- Pedregosos  $\delta > 0.15$
- Verticalmente Heterogéneos  $\delta < 0.15$
- Flujos Turbulentos de Barro
- Flujos de Detritos Híbridos de Barro y Pedregosos

Adoptando  $s = 2,65$ , los límites dados anteriormente para  $\delta$  se transforman en límites aproximados de las pendientes del lecho siguientes:

$$\begin{array}{ll} \delta \geq 0.15 & i \geq 0.248 \\ \delta < 0.15 & i < 0.248 \end{array}$$

Con lo cual queda en claro que pendientes sobre el 25% aproximadamente tienden a generar flujos de detritos pedregosos. En todo caso, como se aprecia en la Fig 2.2, tanto este tipo de flujos como los verticalmente heterogéneos derivan hacia flujos híbridos barro-pedregosos y flujos de barro en la medida que  $h/D$  crece. En el rango de  $h/D$  de 10 a 100 se esperaría que los más frecuentes sean los flujos híbridos.

Para diferenciar los rangos plenamente inercial y macro-viscoso, Takahashi propone emplear las siguientes relaciones constitutivas.

$$G^2 = N \quad (2.10)$$

para el rango macro-viscoso,

$$G^2 = 0,020 N^2 \quad (2.11)$$

para el rango inercial pleno

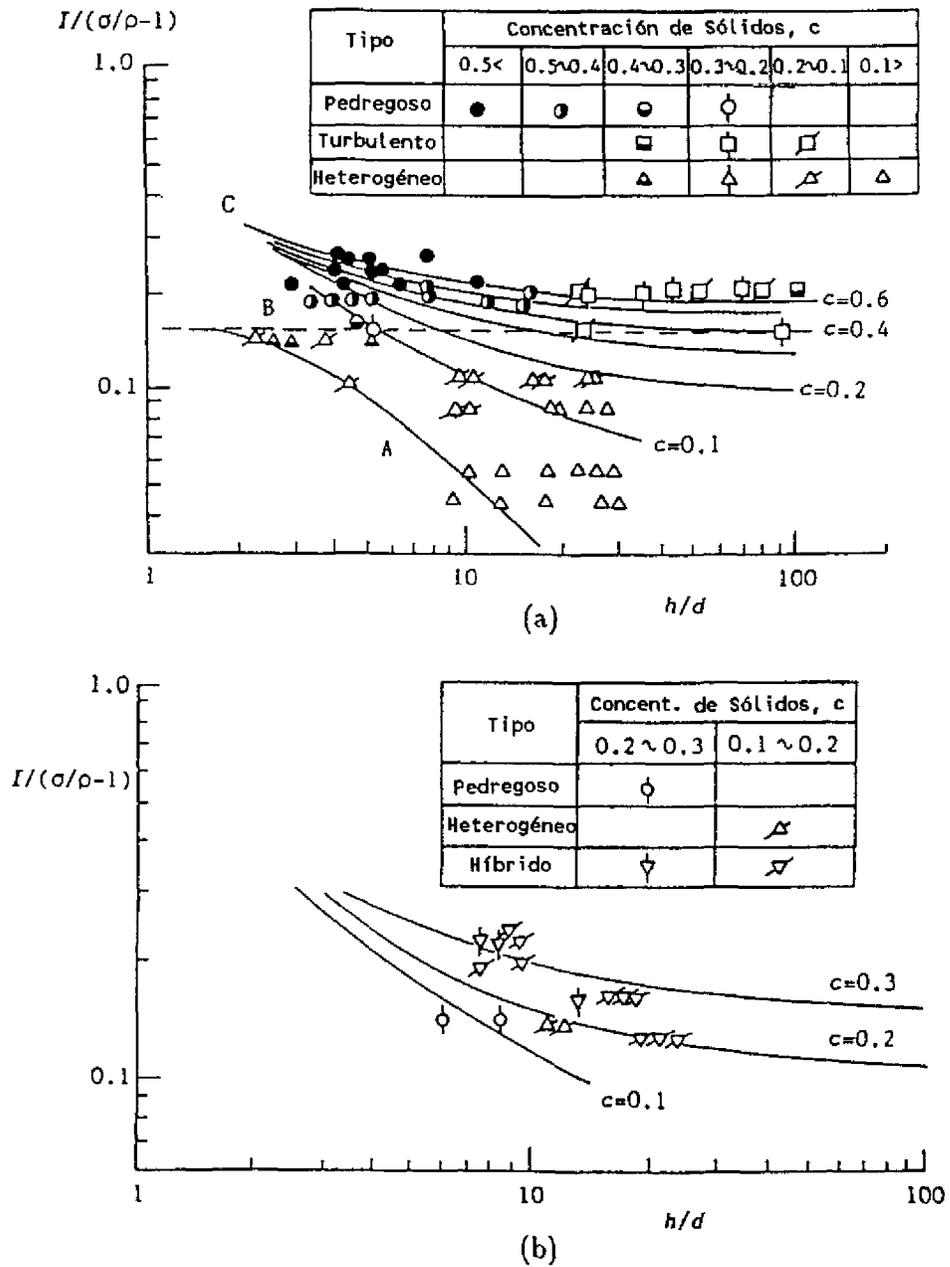


Fig 2.2 Clasificación Mecánica de Flujos de Detritos en el Rango Plenamente Inercial

b) Modelos Matemáticos

Takahashi (1991) presenta diversos modelos para describir el comportamiento hidráulico de las corrientes detríticas, aplicables a los rangos descritos anteriormente. Estos modelos se orientan a predecir distribuciones de velocidad, velocidades medias o equivalentemente leyes de pérdida de carga. A continuación se presentan algunas de las ecuaciones propuestas por este autor para describir la pérdida de carga, lo cual permite posteriormente compararlas con expresiones empíricas desarrolladas por otros investigadores a partir de observaciones realizadas a escala de prototipo.

b.1) Flujos de detritos pedregosos

Sobre la base de las ecuaciones del movimiento basadas en el modelo de fluido dilatante de Bagnold y ensayos experimentales, Takahashi ha desarrollado relaciones para determinar la pérdida de carga en casos en que el lecho es no-erosionable y erosionable.

En el caso de lecho rígido se supone que éste no ha alcanzado un grado de saturación de modo que la infiltración de agua hacia el lecho seco actúa como un factor reductor de la velocidad media. Para este caso, la relación deducida es:

$$\frac{U_d}{u_*} = \frac{2}{5} \left[ \frac{1}{a \operatorname{sen} \alpha} \cdot \frac{\rho_d}{\rho_s} \right]^{1/2} \left[ \left( \frac{C_{vmax}}{C_v} \right)^{1/3} - 1 \right] \cdot \left( \frac{h}{D} \right) \quad (2.12)$$

donde:

$U_d$  = velocidad media de la corriente de detritos

$u_*$  = velocidad de fricción =  $\sqrt{gh \operatorname{sen} \theta}$

$\rho_d$  = densidad de la mezcla

$\rho_s$  = densidad de la partículas, sólidas

$C_{vmax}$  = concentración volumétrica máxima de sólidos

$C_v$  = concentración volumétrica de sólidos

$h$  = altura de escurrimiento

$D$  = diámetro del sedimento

El término  $a \cdot \text{sen } \alpha$  está relacionado con el esfuerzo de corte total en la mezcla y el esfuerzo dispersivo de Bagnold:

$$\tau = -P \cdot \text{tg } \alpha \quad (2.13)$$

donde  $\text{tg } \alpha$  depende de número de Bagnold  $N$ .

La información experimental disponible muestra que es necesario considerar  $\text{tg } \alpha = 0.060$  y  $a = 0.042$  para lograr con la ec. (2.12) un buen ajuste del modelo dilatante a los datos medidos.

Para el caso de un lecho erosionable a través del cual ya no se infiltra agua, y donde el efecto de choques entre partículas domina, se deduce una expresión más sencilla cuya forma es similar a la ecuación de Manning:

$$U_d = \left( \frac{2}{5} \cdot K_0 \right) h^{3/2} \cdot \text{sen } \theta^{1/2} \quad (2.14)$$

donde  $U_d$  se expresa en m/s,  $h$  en m y  $K_0 = 5,4 \text{ m}^{-1/2} \text{ seg}^{-1}$  es una constante calibrada con datos canadienses y japoneses para caudales unitarios superiores a  $1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$  y alturas de escurrimiento mayores que 1 m.

La ecuación de Manning para  $n=0.090$  (adoptado) tiende a subestimar apreciablemente las alturas de escurrimiento hasta caudales unitarios menores de  $50 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ .

#### b.2) Flujos de detritos verticalmente heterogéneos

Estos flujos tienen la característica que bajo un cierto límite de concentración, la acción que resulta de las colisiones interpartículas es insuficiente para dispersar las partículas sólidas en toda la profundidad de la sección. Ello trae como resultado que los sólidos tiendan a concentrarse en la zona más próxima al lecho, dando origen a una distribución no-homogénea de la concentración en la vertical. El límite de concentraciones ha sido obtenido en forma experimental, siendo igual a  $0,4 C_{v\text{max}}$ .

La pérdida de carga en estos flujos está dada por la expresión simplificada siguiente:

$$\frac{U_d}{u_*} = K_1 \cdot \left( \frac{h}{D} \right) \quad (2.15)$$

donde  $K_1 = 0,4$  o  $0,5$ , según ensayos experimentales.

b.3) Flujos turbulentos de barro

La experiencia demuestra que incluso en flujos de detritos tipo de corrientes de barro, el contenido de arcilla es a menudo menor por lo cual el efecto de las fuerzas de origen electroquímico es depreciable. En atención a ello, el tamaño representativo del sedimento para la mezcla completa es de varios milímetros y en todo caso nunca inferior a décimas de milímetros.

En este tipo de flujo, la teoría desarrollada parte del supuesto que debido a lo anterior, el efecto dominante en la pérdida de carga de la corriente es el de los choques entre partículas sólidas, siendo de menor importancia el efecto de fricción interna por contacto interparticular. Por tal motivo, el esfuerzo cortante total se determina como la suma de esfuerzos turbulentos de Reynolds y de esfuerzos dispersivos de Bagnold, aceptando que la concentración es uniforme en la vertical, lo que permite deducir la siguiente ecuación de pérdida de carga:

$$\frac{U_d}{u_*} = \frac{1}{k} [\phi_1 - \phi_2 + \phi_3] \quad (2.16)$$

siendo  $\kappa$  la constante de von Karman y los términos restantes definidos como sigue:

$$\phi_1 = \text{Ln} \left( \frac{1 + \phi_2}{Z_0 + \sqrt{Z_0^2 + \phi_3^2}} \right)$$

$$\phi_2 = \sqrt{1 + \phi_3^2}$$

$$\phi_3 = \left( \frac{\lambda}{\kappa} \right) \cdot \left( \frac{D}{h} \right) \cdot \sqrt{a \operatorname{sen} \alpha \cdot (\rho_s / \rho_d)}$$

En estas expresiones para paredes hidrodinámicamente rugosas, se cumple:

$$Z_0 = \frac{1}{30} \left( \frac{k_s}{h} \right)$$

en tanto, para paredes hidrodinámicamente lisas:

$$Z_0 = \frac{1}{9} \frac{\nu}{u_* h} = \frac{1}{9} R_{\sigma*}^{-1}$$

donde  $k_s$  representa la altura de aspereza del lecho,  $h$  la profundidad del flujo,  $\nu$  la viscosidad cinemática del agua y  $R_{\sigma*}$  es el número de Reynolds definido en la última expresión.

La ec. (2.16) permite determinar el comportamiento de una corriente de barro para diferentes concentraciones (función de  $\lambda$ ) como transición entre corrientes de detritos pedregosas o verticalmente heterogéneas en concentración y los flujos turbulentos de agua de razones  $h/D$  grandes (100 o superiores).

La constante de von Karman de la mezcla altamente concentrada de sedimentos, depende de la concentración. Se ha encontrado que esta constante toma un valor cercano a 0,30 para concentraciones que superan el 30 a 40%.

#### b.4) Flujos híbrido pedregoso y de barro

Existen situaciones en las cuales en el seno de una corriente de detritos coexisten un fluido dilatante cerca del fondo y un fluido turbulento, menos concentrado, cerca de la superficie donde las partículas sólidas son movidas principalmente en suspensión. En estos casos, el problema principal es determinar el límite de separación de ambos fluidos ya que las ecuaciones que rigen para cada uno de ellos ya han sido presentadas.

#### c) Expresiones Empíricas

Las formulaciones teóricas propuestas, si bien tienen fundamentos mecánicos sólidos, adolecen del inconveniente que en general han sido verificadas principalmente en laboratorio bajo condiciones relativamente idealizadas.

Ello hace que su aplicación generalizada en la práctica pueda presentar restricciones difíciles de precisar ya que no todas las condiciones que limitan su uso, son conocidas o evaluables en forma sencilla o cierta. Por otro lado, el uso de conceptos y principios de la Mecánica a este tipo de fenómenos, ha alcanzado sólo en la última década un grado de desarrollo suficiente, de modo que las expresiones teóricas o semiempíricas propuestas son de data bastante reciente.

Es un hecho también, que mucho del conocimiento cualitativo y cuantitativo de los fenómenos de movimiento en masa proviene de observaciones in situ, realizadas aislada o sistemáticamente desde algún tiempo, de tal forma que se ha ido estableciendo una base de datos de prototipo, útil para desarrollar expresiones netamente empíricas de ciertos aspectos del fenómeno. No obstante carecer de la generalidad necesaria para aplicarlas indiscriminadamente a cualquier situación de interés, resultan bastante útiles para acotar magnitudes de ciertas variables especialmente cuando se requiere hacer evaluaciones preliminares de la magnitud de estas corrientes detríticas.

A continuación se presentan algunas relaciones de pérdida de carga que han sido desarrolladas y empleadas en diferentes países del mundo. Estas relaciones han sido recopiladas como parte de una revisión bibliográfica más amplia, razón por la cual es necesario tener presente que no constituyen una lista exhaustiva ni tampoco completa.

- Yablonskiy et al. (1992) dan a conocer la siguiente fórmula propuesta en 1980 por el primero de estos autores que se emplea en regiones montañosas de Ucrania.

$$U_d = 6,06 \cdot R^{0,667} \cdot i^{0,25} \cdot \frac{(2,675 - \rho_{dmx})}{(2,454 - 0,798 \rho_{dmx})} \quad (2.17)$$

siendo:

$U_d$  = Velocidad media de la corriente de detritos en m/s

$R$  = Radio hidráulico en m

$i$  = Pendiente del lecho en tanto por uno

$\rho_{dmx}$  = Densidad máxima de la corriente de detritos en  $gr/cm^3$

$$\frac{\rho_{dmx}}{\rho} = 1 + c_{vmx} (s-1) \quad (2.18)$$

siendo  $\rho$  la densidad del agua,  $c_{vmx}$  la concentración volumétrica máxima de sólidos (estructura compacta) y  $s$  la densidad relativa de los sólidos.

El caudal total de la corrientes de detritos se calcula como:

$$Q^*_d = \frac{Q}{1 - c_{vmx}} \quad (2.19)$$

donde Q es el caudal de agua.

La experiencia ucraniana ha llevado a adoptar como valor del caudal total un 30% más del valor de  $Q_d$  calculado según la fórmula anterior, a fin de tomar en cuenta la naturaleza disgregable de los suelos:

$$Q_d = 1,30 \cdot Q^*_d \quad (2.20)$$

- Pengcheng (1992) presenta la fórmula de Sriniyi desarrollada en 1940 que ha sido utilizada también por Fleishman (1970) bajo la siguiente forma:

$$U_d = \sqrt{\frac{1 - c_v}{1 + c_v(s-1)}} \cdot U \quad (2.21)$$

donde U es la velocidad media de un flujo de agua de idénticas características a la de la corriente de barro, determinada de la fórmula de Manning:

$$U = \frac{1}{n} R^{2/3} i^{1/2} \quad (2.22)$$

en la cual n es el coeficiente de rugosidad de Manning.

La Oficina de Planificación Municipal de Pekín utiliza una relación similar, modificando los exponentes de la fórmula de Manning:

$$U_d = K_2 \cdot \sqrt{\frac{1 - c_v}{1 + c_v(s-1)}} \cdot R^{2/3} i^{1/10} \quad (2.23)$$

donde  $K_2$  varía entre 2 y 40 para lechos constituidos por fragmentos de roca y bolones en el rango de 1,2 a 2 m y gravas desde 1 cm hasta 8 cm. En general el exponente de i puede variar entre 1/2 y 1/10 dependiendo del tamaño del material del lecho y de su configuración topográfica, lo que hace que  $K_2$  varíe entre 4 y 17,7.

Además de las relaciones anteriores, en China se han desarrollado fórmulas que toman en cuenta la viscosidad de la mezcla, como por ejemplo, la que se presenta a

continuación obtenida para corrientes de barro en la cuenca del Hunshui, río Daxing en Yunnan:

$$U_d = \left(\frac{\rho}{\rho_d}\right)^{0.4} \cdot \left(\frac{\mu}{\mu_d}\right)^{0.1} \cdot U \quad (2.24)$$

donde  $\mu$  y  $\rho$  son la viscosidad y densidad del agua y  $\mu_d$  y  $\rho_d$  las de la mezcla sólido-líquida.

Para la cuenca del Jiangjia en Dongchuan, Provincia de Yunnan, se ha obtenido la relación dimensionalmente homogénea siguiente:

$$U_d = 25,38 \left(\frac{D}{R}\right)^{0.127} \cdot \left(\frac{\mu_d}{\rho_d \sqrt{gR^3}}\right)^{0.0576} \cdot \sqrt{gRI} \quad (2.25)$$

o su versión simplificada, teniendo en cuenta que el término de la viscosidad tiene poca influencia:

$$U_d = 26 \left(\frac{D}{R}\right)^{0.127} \sqrt{gRI} \quad (2.26)$$

donde D es el diámetro medio del sedimento que compone la corriente de detritos.

Pengcheng anota, sin embargo, que existen flujos lentos del tipo de reptación que ocurren en pequeñas cuencas, donde la viscosidad juega un papel importante. Señala por ejemplo que las fórmulas obtenidas para la cuenca de Maying, río Heisha en la provincia de Sichuan, son aplicables a este tipo de casos:

$$U_d = 2,77 \left(\frac{R}{D_{85}}\right)^{0.737} \left(\frac{\mu}{\mu_d}\right)^{0.42} \sqrt{RI} \quad (2.27)$$

$$U_d = 740 \left(\frac{\rho_d}{\mu_d}\right)^{1.4} R^{2.6} i^{0.5} \quad (2.28)$$

Las fórmulas para estimar la velocidad de una corriente de barro son, como se puede apreciar, bastante distintas para diferentes hoyas. Hay que tener presente además, que las corrientes de barro son esencialmente intermitentes (se desarrollan y decaen) y que por lo mismo, las ecuaciones propuestas reflejan sólo condiciones medias.

Como resultado de los numerosos estudios realizados con motivo de la erupción en 1980 del volcán Mount St Helens en EEUU, Pierson (1985) desarrolló la siguiente fórmula empírica:

$$U_d = 20,15 (R^{2/3} i^{1/2})^{0.73} \quad (2.29)$$

en la cual  $U_d$  se expresa en m/s, R es el radio hidráulico expresado en m e i es la pendiente.

Esta ecuación es aplicable a lahares con concentraciones volumétricas entre el 60 y 70%, con densidades del orden de 2 gr/cm<sup>3</sup> y flujos en el límite de una corriente de barro y corriente de detritos según la clasificación de Varnes (1978).

La relación que existe entre el volumen total de escorrentía de un flujo de detritos y el caudal total máximo de la corriente de detrito ha sido correlacionado para datos del volcán Sakurajima, del volcán Yake Dake y de corrientes ocurridas en British Colombia, Canadá. Si bien los datos muestran una importante dispersión, que puede ser indicativa de la influencia que tiene la forma del hidrograma, las condiciones del cauce, las varias características del flujo, etc., proveen de una relación aproximada para predecir el volumen total de escorrentía sin conocer los hidrogramas.

Sobre la base de ajustar una relación aproximada a los datos medidos, se obtiene las siguientes ecuaciones:

$$V_e = 737 Q_d^{0.867} \quad (2.30)$$

$$V_{e_{max}} = 1000 Q_d \quad (2.31)$$

donde  $V_e$  (m<sup>3</sup>) es el volumen total de escorrentía de una corriente de detritos cuyo caudal máximo es  $Q_d$  (m<sup>3</sup>/s).  $V_{e_{max}}$  es el volumen total obtenido de la regresión que tiende a limitar superiormente todas las observaciones.