

土石流發生機制模式之研究 Triggering Mechanism Model of Debris-Flow

國立台灣大學生物環境系統工程學系
碩士班研究生

游 政 勳
Chen-Hsun Yu

國立台灣大學生物環境系統工程學系
教授兼水工試驗所特約研究員

黃 宏 斌
Hung-Pin Huang

摘 要

近年來，土石流在台灣各地造成嚴重之災害。爲了瞭解土石流發生之機制，國內外學者紛紛投入土石流發生模式之研究，其中，又以土石流發生之臨界角模式最多。由於假設條件之不同，各家模式推導結果亦有相當之差異。爲瞭解各公式之異同處，本研究整理所蒐集到之土石流發生機制公式，除列出其假設條件和實驗條件外，並將模式轉換成相同參數以進行敏感度分析。在不同之適用條件下，將各發生機制模式依飽和水層與堆積面之相對位置等三種情況，分別進行敏感度分析與比較，得到不同狀況下各模式間之差異。

關鍵詞：土石流，發生機制模式，發生臨界角度，土壤力學，敏感度分析。

ABSTRACT

Recently, the occurrence of debris flow results in severe disasters around the Taiwan Island. In order to explore the triggering mechanism of debris flow, many researchers made their effort on the study of triggering model of debris flow around the world. In which, focus on the critical angle for debris-flow triggering was the majority. Because of the different assumptions, each deriving model has its different performance, respectively. To understand the variety of each model, this study, collecting and listing each assumptions and experimental conditions, carry out the sensitivity test by transferring into the same parameters. Under specified conditions, three kinds of relative status of saturated zone and deposit zone are analyzed and compared by sensitivity test and explore the difference between collecting models.

Keywords: Debris-flow, Triggering mechanism model, Critical angle for triggering, Soil mechanics, Sensitivity test.

一、前言

由於台灣地形陡峭、地質脆弱與河流湍急，經過 921 地震後，常常發生大規模之土石流災情，雖然土石流之歷時短暫，但是來勢兇猛，往往在短時間內就造成地形巨幅之變化，對人民生命財產造成嚴重傷害。一般而言，土石流之運動可分為發生段、流動段、淤積段等，而本研究即針對土石流發生段，進行各模式之研究比較。由彙整各學者所推導之模式開始，進而探討其實驗背景，並將各模式間不同之參數化簡為相同參數，再比較各模式間之異同點。

二、前人研究

近年來，由於土石流災害頻傳。土石流發生機制遂受到國內、外學者矚目，各界學者紛紛投入心力研究。他們分別以不同角度、觀點切入研究，並以實驗印證他們所推導出之土石流發生機制模式。

(一) 齊藤(1965)、陳世芳(1976)、Harris(1977)、Cernica(1982)

齊藤為首先推導出此模式之學者，後人皆根據其物理模型加以修正，但其模式之假設及限制為最多。齊藤假設在一無限邊坡，以滲流理論為基礎，忽略土體之凝聚力之影響，僅適用於地下水位與堆積土表面齊平，且滲流方向與堆積土表面平行之情況下，土體下移之推移力如 2-1 式、抵抗力如 2-2 式、臨界發生模式如 2-3 式。

$$T = \gamma_{sat} H \sin \theta \quad \dots\dots\dots (2-1)$$

$$R = (\gamma_{sat} - \gamma_w) H \cos \theta \tan \phi \quad \dots\dots\dots (2-2)$$

$$\tan \theta \geq \frac{\gamma_{sat} - \gamma_w}{\gamma_{sat}} \tan \phi \quad \dots\dots\dots (2-3)$$

其中，H 為堆積土體之厚度(cm)； θ 為堆積土體斜面之坡度(度)； ϕ 為內摩擦角(度)； γ_{sat} 為飽和單位體積重(dyne/cm³)； γ_w 為水之單位體積重(dyne/cm³)。

(二) 高橋(1978)

高橋將齊藤模式再加以修正，同樣亦以無限邊坡為理論基礎，假設土壤在飽和狀態及有地表逕流模式情況，但其亦忽略滲流與土體之凝聚力。可適用於 1. 地下水位與堆積土表面齊平（即土壤飽和）；2. 有地表逕流之情況。土體下移之推移力如 2-4 式、抵抗力如 2-5 式、臨界發生模式如 2-6 式。

$$T = [(1-n)(\gamma_s - \gamma_w)A + \gamma_w(A + h_0)] \sin \theta \quad \dots\dots\dots (2-4)$$

$$R = (1-n)(\gamma_s - \gamma_w)A \cos \theta \tan \phi \quad \dots\dots\dots (2-5)$$

$$\tan \theta \geq \frac{(1-n)(\gamma_s - \gamma_w)}{(1-n)(\gamma_s - \gamma_w) + \gamma_w \left(1 + \frac{h_0}{A}\right)} \tan \phi \quad \dots\dots\dots (2-6)$$

其中，n 為孔隙率； γ_s 為土砂之單位體積重(dyne/cm³)； h_0 為逕流水深(cm)；A 為遭受剪力破壞面和堆積土表面之厚度(cm)。

(三) Sidle (1985)

考慮無限邊坡中存在未飽和區之情況，並忽略凝聚力 C 之影響。可適用於 1. 地下水位與堆積土表面齊平；2. 水位位於堆積層表面以下之情況。土體下移之推移力如 2-7 式、抵抗力如 2-8 式、臨界發生模式如 2-9 式。

$$T = [\gamma_m a + \gamma_{sat}(H-a)] \sin \theta \quad \dots\dots\dots (2-7)$$

$$R = [\gamma_m a + (\gamma_{sat} - \gamma_w)(H-a)] \cos \theta \tan \phi \quad \dots\dots\dots (2-8)$$

$$\tan \theta \geq \frac{\gamma_m a + (\gamma_{sat} - \gamma_w)(H-a)}{\gamma_m a + \gamma_{sat}(H-a)} \tan \phi \quad \dots\dots\dots (2-9)$$

其中， γ_m 為土壤單位體積重(dyne/cm³)；a 為堆積土表面至地下水位之高度(cm)。

(四) 鄭瑞昌、江永哲(1986)

在無限邊坡中考慮凝聚力對土體之影響；若水位位於堆積層以下時，假設在水位以上之土體為乾土單位體積重，而在水位以下之土體假設為完全飽和單位體積重。可適用於 1. 地下水位與堆

積土表面齊平；2.水位位於堆積層表面以下；3.有地表逕流之情況。

1. 水位位於堆積層表面以下

土體下移之推移力如 2-10 式、抵抗力如 2-11 式、臨界發生模式如 2-12 式。

$$T = [C_b \rho_s g a + C_b \rho_s g (H-a) + (1-C_b) \rho g (H-a)] \sin \theta \quad (2-10)$$

$$R = [C_b \rho_s g a + C_b (\rho_s - \rho) g (H-a)] \cos \theta \tan \phi + C \quad (2-11)$$

$$\tan \theta \geq \frac{\frac{C}{gH \cos \theta} + C_b \left[\rho_s - \rho \left(1 - \frac{a}{H} \right) \right]}{C_b \left[\rho_s - \rho \left(1 - \frac{a}{H} \right) \right] + \rho \left(1 - \frac{a}{H} \right)} \tan \phi \quad (2-12)$$

2. 有地表逕流模式情況

土體下移之推移力如 2-13 式、抵抗力如 2-14 式、臨界發生模式如 2-15 式。

$$T = [C_b (\rho_s - \rho) H + \rho (H + h_0)] g \sin \theta \quad (2-13)$$

$$R = [C_b (\rho_s - \rho) H] g \cos \theta \tan \phi + C \quad (2-14)$$

$$\tan \theta \geq \frac{\frac{C}{gH \cos \theta} + C_b (\rho_s - \rho)}{C_b (\rho_s - \rho) + \rho \left(1 + \frac{h_0}{H} \right)} \tan \phi \quad (2-15)$$

其中， C_b 為土壤體積濃度； ρ_s 為堆積土砂密度 (g/cm^3)； g 為重力加速度 (cm/sec^2)； C 為堆積土凝聚力 (dyne/cm^2)； ρ 為水之密度 (g/cm^3)。

(五) 游繁結(1987)

以高橋之理論為基礎，並修正 Harris (1977) 與陳世芳(1976)模式滲流理論；在水位與堆積土齊平時，增加了高橋未考慮之滲流力之作用及水壓特性，但忽略堆積土之凝聚力。可適用於 1. 地下水位與堆積土表面齊平；2. 水位位於堆積層表面以下。推移力考慮滲流力 F 與土體之分力 T' ，如 2-16 式、抵抗力僅考慮土體之分力，如 2-17 式、臨界發生模式如 2-18 式。

$$\begin{aligned} T &= F + T' = (\gamma_w h \sin \theta) + [\gamma_{\text{sat}} H - n \gamma_w h] \sin \theta \\ &= [\gamma_{\text{sat}} H + (1-n) \gamma_w (H-a)] \sin \theta \quad (2-16) \end{aligned}$$

$$R = [\gamma_{\text{sat}} H - n \gamma_w (H-a)] \cos \theta \tan \phi \quad (2-17)$$

$$\tan \theta \geq \frac{1}{1 + \frac{\gamma_w (H-a)}{\gamma_{\text{sat}} H - n \gamma_w (H-a)}} \tan \phi \quad (2-18)$$

(六) 林炳森、馮錫陽、李俊明(1989)

以無限邊坡分析為依據，考慮水流對土體之滲流力，推導模式時，忽略凝聚力及水流流速之影響，以礫石為試驗材料。可適用於 1. 地下水位與堆積土表面齊平；2. 水位位於堆積層表面以下；3. 有地表逕流模式情況。土體下移之推移力如 2-19 式、抵抗力如 2-20 式、臨界發生模式如 2-21 式。

$$T = (\gamma_{\text{sat}} H + \gamma_w h_0) \sin \theta \quad (2-19)$$

$$R = (\gamma_{\text{sat}} - \gamma_w) H \cos \theta \tan \phi \quad (2-20)$$

$$\tan \theta \geq \frac{(\gamma_{\text{sat}} - \gamma_w) H}{\gamma_{\text{sat}} H + \gamma_w h_0} \tan \phi \quad (2-21)$$

(七) 黃宏斌(1991)

考慮無限邊坡中存在未飽和區和有地表逕流發生之情形，但忽略了凝聚力；在實驗中，利用不同之含水量 $\alpha(\%)$ ，來觀測土石之流動情形。可適用於 1. 水位與堆積土表面齊平；2. 地下水位位於堆積層表面以下；3. 有地表逕流模式情況。

1. 水位與堆積面齊平、有地表逕流模式情況

土體下移之推移力如 2-22 式、抵抗力如 2-23 式、臨界發生模式如 2-24 式。

$$T = \gamma_{\text{sat}} H \sin \theta \quad (2-22)$$

$$R = \gamma_{\text{sub}} H \cos \theta \tan \phi \quad (2-23)$$

$$\tan \theta \geq \frac{\gamma_{\text{sub}}}{\gamma_{\text{sat}}} \tan \phi \quad (2-24)$$

2. 水位位於堆積層表面以下

土體下移之推移力如 2-25 式、抵抗力如 2-26 式、臨界發生模式如 2-27 式。

$$T = [\gamma_m a + \gamma_{\text{sub}} (H-a)] \sin \theta + \gamma_w (H-a) \sin \theta \quad (2-25)$$

表 2-1 各家模式推導之假設條件

研究者	無限邊坡	凝聚力	含水量	滲流力	水位與堆積土齊平	地表逕流	滲流方向	飽和度
齊藤等人 (1965)	○	×	×	×	○	×	×	×
高橋 (1978)	○	×	×	×	○	○	×	×
Sidle (1985)	○	×	○	○	○	○	×	×
鄭瑞昌等人 (1986)	○	○	×	○	○	○	×	×
游繫結 (1987)	○	×	×	○	○	×	×	×
林炳森等人 (1989)	○	×	×	○	○	○	×	×
黃宏斌 (1991)	○	×	○	○	○	○	×	×
連惠邦等人 (1996)	○	○	×	○	○	○	○	×
陳晉琪 (2000)	○	×	×	×	○	○	×	○

○為有考慮，×為忽略該條件。

$$R = [\gamma_m a + \gamma_{sub}(H-a)] \cos \theta \tan \phi \dots\dots\dots (2-26)$$

$$\tan \theta \geq \frac{\gamma_m a + \gamma_{sub}(H-a)}{\gamma_m a + \gamma_{sub}(H-a) + \gamma_w(H-a)} \tan \phi \dots\dots\dots (2-27)$$

其中，為浸水單位體積重(dyne/cm³)。

(八) 連惠邦、趙世照(1996)

在無限長之堆積土體，考慮無限邊坡中存在未飽和區和發生地表逕流之情形。除了，以孔隙水流深度比 m 與地表逕流深度比 n 之變化來配合適用條件，如當有地表逕流產生，則 m=1、n≠0；當水位與堆積面齊平，則 m=1、n=0；當水位位於堆積層表面以下，則 0<m<1、n=0。連惠邦自行推導出模式，但藉由游繫結之實驗以印證之。可適用於 1.地下水位與堆積土表面齊平；2.水位位於堆積層表面以下；3.有地表逕流模式情況。土體下移之推移力如 2-28 式、抵抗力如 2-29 式、臨界發生模式如 2-30 式。

$$T = [(\gamma_s - m\gamma_w)C_b + \gamma_w(m+n)]Hb \sin \theta \dots\dots\dots (2-28)$$

$$R = C + \left[\frac{(\gamma_s C_b - m\gamma_w C_b)}{\tan \phi} + \gamma_w b m H \sin \theta \tan \alpha \right] \dots\dots\dots (2-29)$$

$$\tan \theta \geq \frac{\frac{C}{bH \sin \theta} + (\gamma_s - m\gamma_w)C_b}{[(\gamma_s - m\gamma_w)C_b + \gamma_w(m+n)] - m\gamma_w \tan \alpha \tan \phi} \tan \phi \dots\dots\dots (2-30)$$

b 為單位土體寬；m 為孔隙水流深度比 ($m = \frac{h_d}{H}$ ，

h_d ：地下水深度)； α 為滲流方向(為滲流方向與地面之夾角)；n 為地表逕流深度比 ($m = \frac{h_0}{H}$ ， h_0 ：表面流水深)。

(九) 陳晉琪(2000)

在無限長之均勻堆積土層，推導模式時，以靜力學為觀點，分析土層之推移力及抵抗力隨土層深度之變化，忽略凝聚力之影響，故實驗採用凝聚力較小之泥砂為材料，假設土層在未飽和部分之飽和度為 S(%)，進而推求土石流發生坡度條件關係式。在有地下水發生時，水深比 m<1 且參數 d=m；水位與堆積土齊平或有地表逕流時，m≥1 且 d=1。此模式可適用於 1.地下水位與堆積土表面齊平；2.有地表逕流模式情況。土體下移之推移力如 2-31 式、抵抗力如 2-32 式、臨界發生模式如 2-33 式。

$$T = [(1-n)(G_s - d) + Sn(1-d) + m]\gamma_w H \sin \theta \dots\dots\dots (2-31)$$

$$R = C + [(1-n)(G_s - d) + Sn(1-d)]\gamma_w H \cos \theta \tan \phi \dots\dots\dots (2-32)$$

$$\tan \theta \geq \frac{(G_s - 1)}{(G_s - 1) + \frac{1}{C_b}} \tan \phi \dots\dots\dots (2-33)$$

S 為飽和度(%)；m 為水深比 ($m = \frac{h}{H}$ ，h 為水位高度)； G_s 為土壤真比重；d 為參數。

各研究者所推導模式所需之假設條件列表 2-1 可知，所有研究者皆以無限邊坡為理論基

礎；而齊藤等人為首次提出此模式者，但參數數目也較少，不過，後來之學者皆以其模式為基礎再加以修正。

三、研究方法

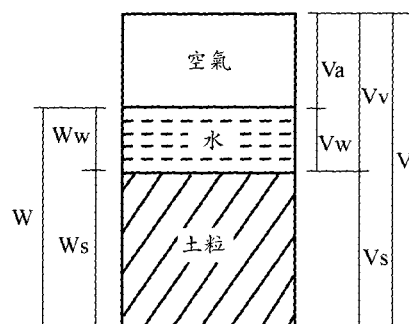


圖 3-1 土體示意圖

本研究利用土壤力學之原理，以同樣之參數將各模式加以轉換，以利比較分析用。依水位和堆積層之三種不同相對位置，如：1.水位與堆積面齊平；2.水位位於堆積層表面以下；3.有地表逕流模式情況，分別比較。

(一) 土體示意

由土壤力學知，以一單元土體而言，若以體積分則可分為空氣之體積 V_a 、水之體積 V_w 、土粒體積 V_s 及總體積 V 。而 V_a 與 V_w 相加得到孔隙體積 V_v ；若是以重量分類即可分為水重 W_w 、土粒重 W_s ，由於空氣重量極輕，則省略不計，所以 W_w 加上 W_s 得到總重 W 。如圖 3-1 所示。

(二) 各參數之定義及關係式

由於各個專家學者之假設條件不同，不僅所推導出來之模式分歧，模式中之參數也不盡相同。為方便分析比較，各參數之定義如下：

1. 孔隙率 (porosity) n

土體中之孔隙體積與土體總體積之比值。

$$n = \frac{V_v}{V} \quad \dots\dots\dots (3-1)$$

2. 孔隙比 (void ratio) e

土體中之孔隙體積與土粒體積之比。

$$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{n}{1-n} \quad \dots\dots\dots (3-2)$$

3. 飽和度 (degree of saturation) $S(\%)$

土體中之水分體積除以孔隙體積之百分比。

$$S = \frac{V_w}{V_v} \times 100\% \quad \dots\dots\dots (3-3)$$

4. 含水量 (moisture content) $\omega(\%)$

土體中之含水重除以土粒重之百分比。

$$\omega = \frac{W_w}{W_s} \times 100\% \quad \dots\dots\dots (3-4)$$

5. 土壤單位體積重 (unit weight) γ_m (dyne/cm³)

土體之總重與總體積之比值。

$$\gamma_m = \frac{W}{V} = \frac{(1+\omega)G_s\gamma_w}{1+e} \quad \dots\dots\dots (3-5)$$

6. 飽和單位體積重 (saturated unit weight) γ_{sat} (dyne/cm³)

土壤試樣飽和 ($S=100\%$)，即空隙完全充滿水狀況下之單位體積重。

$$\gamma_{sat} = \frac{W}{V} = \frac{(G_s + e)\gamma_w}{1+e} \quad \dots\dots\dots (3-6)$$

7. 浸水單位體積重 (submerged unit weight) γ_{sub} (dyne/cm³)

土壤在水中呈飽和狀態，受浮力作用下之單位體積重。

$$\gamma_{sub} = \gamma_{sat} - \gamma_w = \frac{(G_s - 1)\gamma_w}{1+e} \quad \dots\dots\dots (3-7)$$

8. 土壤真比重 G_s

為土體單位體積重與水模式單位體積重之比值。

$$G_s = \frac{\gamma_s}{\gamma_w} \quad \dots\dots\dots (3-8)$$

9. 體積濃度 C_b (grain concentration volume)

土體中之土壤顆粒體積與土體總體積之比值。

$$C_b = \frac{V_s}{V} = 1 - n \quad \dots\dots\dots (3-9)$$

(三) 參數統整

在前人研究中，黃宏斌(1991)曾經做過各模

式間之推導，將各學者所推導之模式化成相同參數再加以研究比較；但日後學者亦不斷研究，本研究即針對近年來學者新增之模式進行推導運算，並一併加以比較與討論。推導運算仍採用與黃宏斌相同之方法，分為三個部分 1. 水位與堆積面齊平 2. 水位位於堆積層表面以下 3. 有地表逕流情況，並討論其關係式。

1. 水位與堆積面齊平

(1) 黃宏斌(1991)

將 3-7 式代入 2-24 式中，可得

$$\tan\theta \geq \frac{\gamma_{sat} - \gamma_w}{\gamma_{sat}} \tan\phi \quad \text{..... (3-10)}$$

再將 3-6 式代入，化簡後得

$$\tan\theta \geq \frac{(G_s - 1)}{(G_s + e)} \tan\phi \quad \text{..... (3-11)}$$

(2) 連惠邦、趙世照(1996)

先假設孔隙水流深度比 $m=1$ 、地表逕流深度比 $n=0$ 、單位土體寬 $b=1$ 及滲流方向 $\alpha=0$ 代入 2-30 式中，得

$$\tan\theta \geq \frac{\frac{C}{H \sin\theta} (\gamma_s - \gamma_w) C_b}{[(\gamma_s - \gamma_w) C_b + \gamma_w]} \tan\phi \quad \text{..... (3-12)}$$

再把 3-2 式、3-8 式及 3-9 式代入，即可得

$$\tan\theta \geq \frac{(1+e) \frac{C}{\gamma_w H \sin\theta} + (G_s - 1)}{G_s + e} \tan\phi \quad \text{..... (3-13)}$$

(3) 陳晉琪(2000)

將 3-9 式代入 2-33 式後，得

$$\tan\theta \geq \frac{(G_s - 1)}{G_s + \frac{n}{1-n}} \tan\phi \quad \text{..... (3-14)}$$

再將 3-2 式代入 3-14 式，可導出 3-11 式。

2. 水位位於堆積層表面以下

(1) 黃宏斌(1991)

把 3-5 式與 3-7 式分別代入 2-27 式中，可得到

$$\tan\theta \geq \frac{(G_s - 1) + (1 + \omega G_s) \frac{a}{H}}{(G_s + e) + (\omega G_s - e) \frac{a}{H}} \tan\phi \quad \text{..... (3-15)}$$

(2) 連惠邦、趙世照(1996)

先假設孔隙水流深度比 $0 < m < 1$ 、地表逕流深度比 $n=0$ 、滲流方向 $\alpha=0$ 及單位土體寬 $b=1$ ，2-30 式可變為

$$\tan\theta \geq \frac{\frac{C}{H \sin\theta} (\gamma_s - m\gamma_w) C_b}{[(\gamma_s - m\gamma_w) C_b + m\gamma_w]} \tan\phi \quad \text{..... (3-16)}$$

將 3-2 式、3-8 式及 3-9 式代入 3-16 式，又

由於孔隙水流深度比 $m = \frac{h_d}{H} = \frac{H-a}{H}$ ，化簡後

可得

$$\tan\theta \geq \frac{(1+e) \frac{C}{\gamma_w H \sin\theta} + (G_s - 1) \frac{a}{H}}{(G_s + e) \frac{ea}{H}} \tan\phi \quad \text{..... (3-17)}$$

3. 有地表逕流情況

(1) 黃宏斌(1991)

將 3-7 式代入 2-24 式中，可得 3-10 式，再利用 3-6 式代入，化簡後所得之結果與 3-11 式相同。

(2) 連惠邦、趙世照(1996)

假設孔隙水流深度比 $m=1$ 、地表逕流深度比 $n \neq 0$ 、滲流方向 $\alpha=0$ 及單位土體寬 $b=1$ 導出得

$$\tan\theta \geq \frac{\frac{C}{H \sin\theta} + (\gamma_s - \gamma_w) C_b}{[(\gamma_s - \gamma_w) C_b + \gamma_w (1+n)]} \tan\phi \quad \text{..... (3-18)}$$

將 3-2 式、3-8 式及 3-9 式代入 3-18 式，又

由於地表逕流深度比 $n = \frac{h_0}{H}$ ，化簡後可得

$$\tan\theta \geq \frac{(1+e) \frac{C}{\gamma_w H \sin\theta} + G_s - 1}{G_s + e + \frac{h_0}{H} + \frac{eh_0}{H}} \tan\phi \quad \text{..... (3-19)}$$

(3) 陳晉琪(2000)

將 3-9 式代入 2-33 式後，得 3-14 式，再將 3-2 式代入 3-14 式，可導出與黃宏斌相同模式 3-11 式。

表 4-1 地下水位與堆積面齊平時土石流臨界模式之比較表

研究者	條件	臨界發生模式
齊藤等人 (1965)	—	$\tan\theta \geq \left(\frac{G_s - 1}{G_s + e} \right) \tan\phi$
高橋 (1977)	$h_0=0$	
Sidle (1985)	$a=0$	
林炳森等人 (1989)	$h_0=0$	
黃宏斌 (1991)	$a=0 ; h_0=0$	
陳晉琪 (2000)	—	
鄭瑞昌等人 (1986)	$a=0 ; h_0=0$	$\tan\theta \geq \frac{\frac{C}{H \cos\theta} (\gamma_s - \gamma_w) C_b}{[(\gamma_s - \gamma_w) C_b + \gamma_w]} \tan\phi$
游繁結 (1987)	$a=0$	$\tan\theta \geq \frac{G_s}{G_s + e + 1} \tan\phi$
連惠邦等人 (1996)	$\alpha=0 ; m=1$ $b=1 ; n=0$	$\tan\theta \geq \frac{\frac{C}{H \sin\theta} (\gamma_s - \gamma_w) C_b}{[(\gamma_s - \gamma_w) C_b + \gamma_w]} \tan\phi$

表 4-2 地下水位位於堆積面下土石流臨界模式之比較表

研究者	條件	臨界發生模式
Sidle (1985)	$a \neq 0 ; h_0=0$	$\tan\theta \geq \frac{(G_s - 1) + (1 + \omega G_s) \frac{a}{H}}{(G_s + e) + (\omega G_s - e) \frac{a}{H}} \tan\phi$
黃宏斌 (1991)	$a \neq 0$	
鄭瑞昌等人 (1986)	$a \neq 0$	$\tan\theta \geq \frac{(1+e) \frac{C}{\gamma_w H \cos\theta} + (G_s - 1) + \frac{a}{H}}{(G_s + e) - \frac{ea}{H}} \tan\phi$
游繁結 (1987)	$a \neq 0$	$\tan\theta \geq \frac{G_s + \frac{ea}{H}}{(G_s + e) + \left(1 - \frac{a}{H}\right)} \tan\phi$
林炳森等人 (1989)	$h_0=-a ; a \neq 0$	$\tan\theta \geq \frac{G_s - 1}{(G_s + e) + (1 - e) \frac{a}{H}} \tan\phi$
連惠邦等人 (1996)	$\alpha=0 ; b=1 ;$ $0 < m < 1 ;$ $n=0$	$\tan\theta \geq \frac{(1+e) \frac{C}{\gamma_w H \sin\theta} + (G_s - 1) + \frac{a}{H}}{(G_s + e) - \frac{ea}{H}} \tan\phi$

四、結果與討論

(一) 各模式比較結果

所有模式均化成相同參數後，各專家學者之

臨界發生模式可整理如表 4-1、4-2 及 4-3。由表 4-1 發現，在地下水位與堆積面齊平時，齊藤、高橋、Sidle、林炳森、黃宏斌及陳晉琪所推導與化簡後之發生土石流之臨界模式均相同，而鄭瑞

表 4-3 地表逕流時土石流臨界模式之比較表

研究者	條件	臨界發生模式
高橋 (1977)	$a=0 ; h_0 \neq 0$	$\tan \theta \geq \frac{G_s - 1}{(G_s + e) + (1 + e) \frac{h_0}{H}} \tan \phi$
林炳森等人 (1989)	$h_0 \neq 0$	
鄭瑞昌等人 (1986)	$C=0 ; h_0 \neq 0$	$\tan \theta \geq \frac{(1 + e) \frac{C}{\gamma_w H \cos \theta} + G_s - 1}{G_s + e + \frac{h_0}{H} + \frac{eh_0}{H}} \tan \phi$
黃宏斌 (1991)	—	$\tan \theta \geq \frac{(G_s - 1)}{(G_s + e)} \tan \phi$
陳晉琪 (2000)	—	
連惠邦等人 (1996)	$\alpha=0 ; m=1$ $b=1 ; n \neq 0$	$\tan \theta \geq \frac{(1 + e) \frac{C}{\gamma_w H \sin \theta} + G_s - 1}{G_s + e + \frac{h_0}{H} + \frac{eh_0}{H}} \tan \phi$

表 4-4 試驗條件範圍比較表

研究者	粒徑分佈	土壤乾密度 ρ_d (g/cm ³)	凝聚力 C (dyne/cm ³)	內摩擦角 ϕ (度)	含水量 (%)	試驗坡度 θ (度)	水槽大小 (m)		
							長	寬	高
鄭瑞昌等人 (1986)	礫石與砂土以規則比例混合	1.13~1.46	0.027~0.108	33.0~39.4	8.93	15~36	2	0.3	0.3
游繁結(1987)	自然土	1.63	0.112	35	—	8~25	2	0.22	0.24
	均勻礫石	1.43	0	32	—	10~26			
	均勻粗砂	1.58	0	37	—	10~26			
林炳森等人 (1989)	礫石土	—註 1	0	36.5~38	—	15~40	4	0.6	0.3
黃宏斌(1991)	礫石土	1.84~1.94	0.03~0.048	20~21	21~27	25~26.5	2.1	0.4	0.4
連惠邦等人 (1996)	自然土	1.63	0.112	35	—	8~25	2	0.22	0.24
	砂礫石	1.43	0	32	—	10~26			
陳晉琪(2000)	泥砂	1.50~1.59	0	31.3	—	8~26	2.5	0.3	0.3

註 1：文獻並未提到。

昌、游繁結與連惠邦皆與其他人不同；由表 4-2 可發現，在地下水水位位於堆積面下時，將模式化簡後可分成五組，僅有 Sidle 與黃宏斌之模式相同，而鄭瑞昌、游繁結、林炳森及連惠邦之模式各與其他人不同；最後由表 4-3 可發現，在有地表逕流時，高橋與林炳森之模式相同，黃宏斌與陳晉琪之模式相同，而鄭瑞昌及連惠邦之模式皆

與其他人不同。

(二) 各家試驗條件範圍之比較分析

土石流臨界發生模式均為推導求得，以實驗驗證之。為了避免以數值帶入模式後，所得到之數據因外插或離實際實驗範圍相差太遠所產生之誤差，本研究列出各模式實驗驗證之方法及範圍如表 4-4。

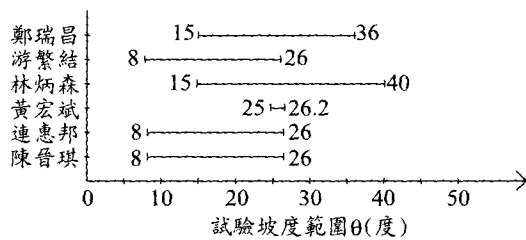


圖 4-1 試驗坡度範圍比較圖

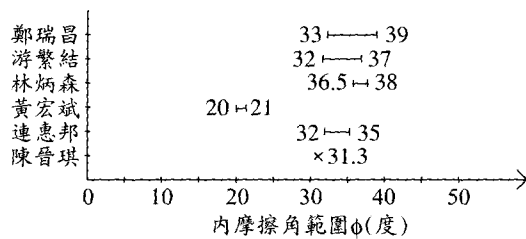


圖 4-2 內摩擦角範圍比較圖

土石流之發生，需要有足夠之推移力，而推移力之大小和堆積土體之坡度大小有關。若坡度過小時，堆積土體之重力未能達到所需推移力 T ，則無法推動土石；若坡度過大，堆積土體中呈現不穩定狀況，反而容易以崩塌方式破壞；而各家之試驗坡度範圍如圖 4-1 所示。

由圖 4-2 可知，在一般土壤之內摩擦角範圍大約在 20~40 度之間，基本上為一定值。一般而言，土壤種類不同，內摩擦角也會因而改變，粒徑愈大之土壤，內摩擦角愈大；粒徑愈小之土壤，內摩擦角愈小，由此可知，黃宏斌所使用之紅土礫石試驗材料之粒徑較小。另外，各家之土壤乾密度範圍則如圖 4-3。

由各家臨界模式之假設中，大部分人都忽略凝聚力，如高橋公式，即假設凝聚力等於零。游繁結與黃宏斌在推導模式時亦未考慮到凝聚力對土石流之影響；林炳森公式在驗證公式試驗中，使用之各級配試體之凝聚力值均很小，故其假設於試體破壞前，其凝聚力趨近於零；陳晉琪在試驗時是採用泥砂材料，故直接假設為無凝聚力。理論上，土體接近飽和時，凝聚力幾近為零，故當土石流即將發生時，凝聚力為零之假設應是合乎學理的。

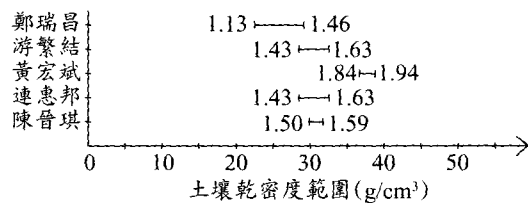


圖 4-3 土壤乾密度範圍比較圖

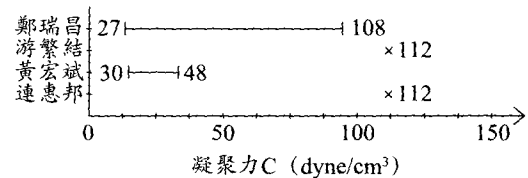


圖 4-4 土壤凝聚力範圍比較圖

(三) 敏感度分析

水是土石流主要成分之一，而水位高低更是激發土石流之直接條件，因此將化成同等參數之土石流發生臨界模式，分成地下水與堆積面齊平、地下水位位於堆積面下及有地表逕流產生等三個部分分別討論，並對各模式之臨界角度 θ 、內摩擦角 ϕ 、孔隙比 e 、地下水深比 $\frac{a}{H}$ 及逕流水深比 $\frac{h_0}{H}$ 等參數進行敏感度分析。

1. 臨界角度 θ

土石流發生之臨界角度 θ 大約在 15~40 度之間；當此角度較小時，土體重之水平分力所產生之推移力 T 小於抵抗力 R ，不會發生土石流；而當臨界角度過大時，此時土體重之水平分力會大於抵抗力，導致土體以崩塌方式破壞，而非土石流。

2. 內摩擦角 ϕ

由於內摩擦角 ϕ 和土體之粒徑有絕對之關係，不同土體之內摩擦角也不盡相同，各種土體在飽和情況下，周必凡等五人整理出內摩擦角如表 4-5。

3. 孔隙比 e

當礫石在土體中比例較高時，礫石間之孔隙較大，造成土壤間之可活動度增大，易發生土石流。也就是說，發生土石流之臨界坡度會因此而

表 4-5 各種土體在飽和狀態下之內摩擦角（周，1991）

土體種類	內摩擦角 ϕ	土體種類	內摩擦角 ϕ
卵石土	30	粉砂	17
礫砂、粗砂	28	黏砂土	14
中砂	26	砂黏土	10
細砂	22	輕黏土	6

減少；反之，若土體中之細砂量比例較高時，則土粒間之孔隙變小，土粒間之堆疊現象較結實，導致土石流較不易發生。

4. 地下水深比 $\frac{a}{H}$ 、逕流水深比 $\frac{h_0}{H}$

土石流大多發生於大雨來臨時，充沛水份使土體重量增加進而降低土粒間之摩擦力及凝聚力，故地下水或逕流水愈多，表示愈易發生土石流，即地下水深比 $\frac{a}{H}$ 愈接近於零或逕流水深比 $\frac{h_0}{H}$ 愈大者，發生土石流所需之臨界角度會愈小。

(四) 敏感度分析與比較

1. 地下水與堆積面齊平時，土石流臨界模式比較

(1) 以臨界角度 θ 為縱軸

A. 與孔隙比 e （橫軸）比較

假設 $G_s 2.65$ ； $\phi 35^\circ$ 。

由圖 4-5 可看出鄭瑞昌與連惠邦在地下水與堆積面齊平時兩條曲線相同，並與高橋等人之曲線剛好符合，在此狀態下，凝聚力 C 對土石流影響甚小，於圖 4-7 有詳細解說；而三組公式之曲線與游繁結之曲線相當類似，且呈現近平行狀態，而齊藤等人考慮之參數不是甚詳，如高橋並未考慮滲流力，其推移力在游繁結之試驗中有高估現象，導致其公式所導出之臨界角度 θ 則有偏小之趨勢；由游繁結之推移力 T 可知，其假設所有土體均為飽和狀態，並以此推導出土石流臨界模式，故曲線與齊藤等人間有一差距。

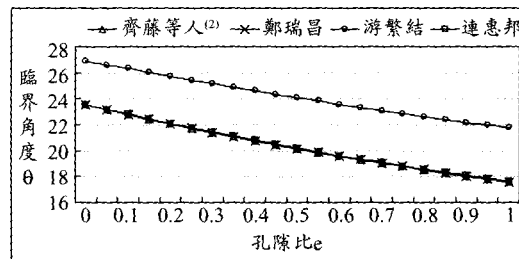


圖 4-5 臨界角度 θ 與孔隙比 e 比較圖

註 2：在地下水與堆積面齊平時土石流臨界公式比較圖中，齊藤等人代表著齊藤、高橋、Sidle、林炳森、黃宏斌及陳晉琪。

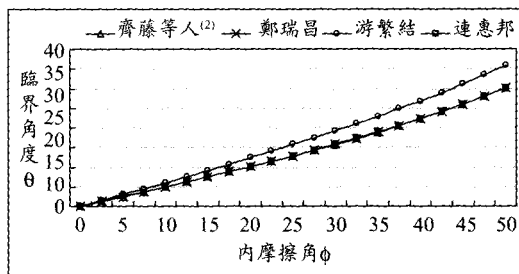


圖 4-6 臨界角度 θ 與內摩擦角 ϕ 比較圖

註 2：在地下水與堆積面齊平時土石流臨界公式比較圖中，齊藤等人代表著齊藤、高橋、Sidle、林炳森、黃宏斌及陳晉琪。

B. 與內摩擦角 ϕ （橫軸）比較

假設 $G_s 2.65$ ； $e 0.739$ 。

依據上段之分析，仍發現齊藤等人、鄭瑞昌及連惠邦等三組模式之曲線與游繁結之曲線相當接近，而在同一內摩擦角斷面，游繁結模式之臨界角度均在三組公式之上方，原因與上段相同，又由圖 4-6 可發現，臨界角度與內摩擦角成正比，符合物理現象。

(2) 以內摩擦角 ϕ 為縱軸與孔隙比 e （橫軸）比較

假設 $\theta 22^\circ$ ； $G_s 2.65$ 。

由臨界發生模式知，孔隙比 e 與內摩擦角 ϕ 成反比之關係，故孔隙比愈大時，內摩擦角則是變得愈小。由圖 4-7 可知，四條曲線在同一孔隙比時，高橋等人、鄭瑞昌及連惠邦等三組模式之內摩擦角明顯比游繁

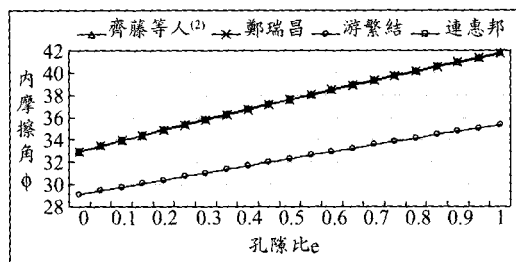


圖 4-7 內摩擦角 ϕ 與孔隙比 e 比較圖

註 2：在地下水與堆積面齊平時土石流臨界公式比較圖中，齊藤等人代表著齊藤、高橋、Sidle、林炳森、黃宏斌及陳晉琪。

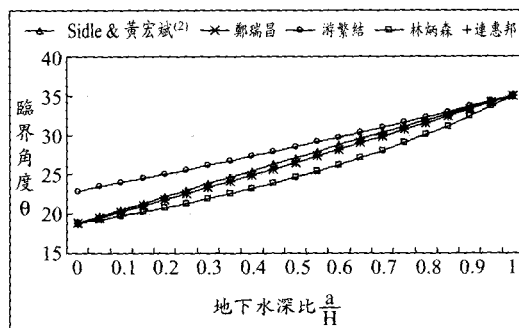


圖 4-9 臨界角度 θ 與地下水深比 $\frac{a}{H}$ 比較圖

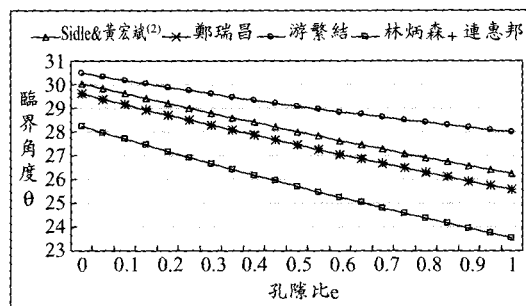


圖 4-8 臨界角度 θ 與孔隙比 e 比較圖

結者高，原因亦如上述，因為孔隙比與臨界角度成反比，臨界角度又與內摩擦角成正比，故孔隙比與內摩擦角亦有反比之關係存在。

由圖 4-5 至圖 4-7，我們可以清楚地看出游繁結模式與其他人有明顯之差異，雖然游繁結模式在孔隙率 $n=1$ 時，其臨界角度值與齊藤等人模式所求得者相同，但事實上， $n=1$ 並不存在於自然界，因此，游繁結模式所求得之臨界角度值，與其他學者專家之結果不會相同。

2. 地下水位位於堆積面下，土石流臨界模式比較

(1) 以臨界角度 θ 為縱軸

A. 與孔隙比 e (橫軸) 比較

假設 $G_s=2.65$; $\phi=35^\circ$; $\omega=0.17$; $\frac{a}{H}=0.5$ 。

鄭瑞昌和連惠邦之公式之考慮條件幾近相同，且假設在地下水位以上之堆積土體為乾土單位重，以下則設為飽和單位

重，並考慮凝聚力 C 對土石流所造成之影響；游繁結理論是以高橋理論為基礎，且多考慮滲流力；林炳森模式則忽略水流流速及凝聚力之影響，但考慮水流對土體之滲流力；Sidle 和黃宏斌模式同樣考慮含水量 ω 之變化。在此五條線中，均為往下墜之趨勢，且約略呈現互相平行狀，僅有林炳森所推導之值略小、且過於保守。

B. 與地下水深比 $\frac{a}{H}$ (橫軸) 比較

假設 $G_s=2.65$; $\phi=35^\circ$; $e=0.739$; $\omega=0.17$ 。

由圖 4-9 可知，當地下水深比 $\frac{a}{H}=0$ 時，

即為地下水位與堆積表面齊平；當 $\frac{a}{H}=1$

時，則代表堆積土體完全無地下水，此時所有模式均變成 $\tan\theta \geq \tan\phi$ 則無討論意義。

C. 與內摩擦角 ϕ (橫軸) 比較

假設 $G_s=2.65$; $e=0.739$; $\omega=0.17$;

$\frac{a}{H}=0.5$ 。

由圖 4-10 可發現，臨界角度與內摩擦角並無明顯之差距，各家所推導之模式在此部份所改變之範圍並不甚大。

(2) 以內摩擦角 ϕ 為縱軸

A. 與孔隙比 e (橫軸) 比較

假設 $\theta=22^\circ$; $G_s=2.65$; $\omega=0.17$; $\frac{a}{H}=0.5$ 。

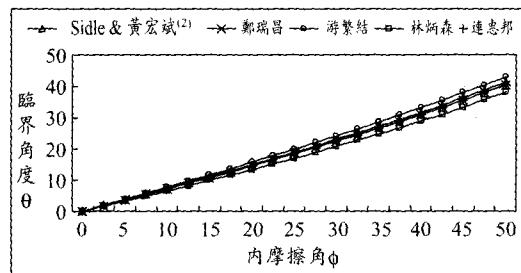


圖 4-10 臨界角度 θ 與內摩擦角 ϕ 比較圖

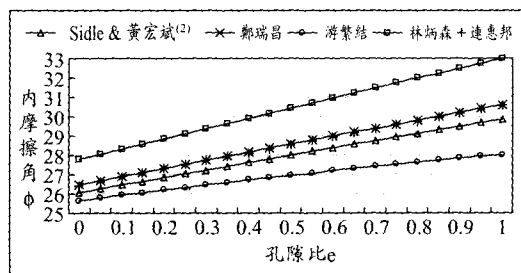


圖 4-11 內摩擦角 ϕ 與孔隙比 e 比較圖

圖 4-11 與圖 4-8 比較相似，在圖 4-8 中，臨界角度與孔隙比是成反比之關係，而在圖 4-11 中，內摩擦角與孔隙比成正比，故排序剛好相反。

B. 與地下水深比 $\frac{a}{H}$ (橫軸) 比較

假設 $\theta=22^\circ$; $G_s=2.65$; $e=0.739$; $\omega=0.17$ 。
圖 4-12 和圖 4-9 排序亦剛好相反，原因同上述。

由圖 4-8 至圖 4-12，各家所推導之模式有些顯著不同，顯示各學者專家所考慮之參數不同，故推導出之結果即有明顯之差別，但趨勢仍為相同。

3. 有地表逕流時，土石流臨界模式比較

(1) 以臨界角度 θ 為縱軸

A. 與孔隙比 e (橫軸) 比較

假設 $G_s=2.65$; $\phi=35^\circ$; $\frac{h_0}{H}=0.5$ 。

在發生土石流之臨界模式中，鄭瑞昌與連惠邦在有地表逕流之情況下兩條曲線依然相同，並與高橋與林炳森之曲線剛好符合，可知在此情況下，凝聚力對土石流發生之影響仍甚小；而黃宏斌與陳

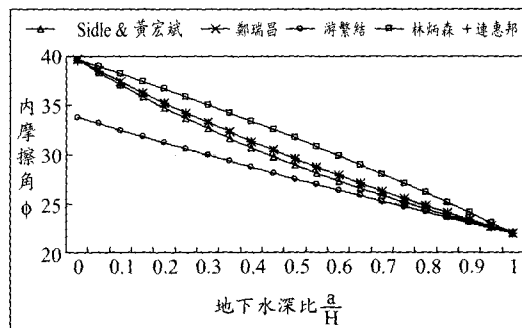


圖 4-12 內摩擦角 ϕ 與地下水深比 $\frac{a}{H}$ 比較圖

晉琪之模式僅考慮土壤真比重 G_s 、孔隙比 e 及內摩擦角 ϕ 與臨界角度 θ 之關係，並未考慮逕流水深比 $\frac{h_0}{H}$ ，故兩曲線之差距便由此產生，由於其他之參數皆相同，故兩曲線近似平行。

B. 與內摩擦角 ϕ (橫軸) 比較

假設 $G_s=2.65$; $e=0.739$; $\frac{h_0}{H}=0.5$ 。

由於 $\frac{h_0}{H}$ 已假設為一定值，代入公式後可知，高橋、鄭瑞昌、林炳森及連惠邦等四人模式之分母值已大於黃宏斌與陳晉琪，故內摩擦角愈大，兩組臨界角度之差距會隨著愈來愈大。

(2) 以內摩擦角 ϕ 為縱軸與孔隙比 e (橫軸) 比較

假設 $\theta=22^\circ$; $G_s=2.65$; $\frac{h_0}{H}=0.5$ 。

由圖 4-15 可知，在同一內摩擦角 ϕ 之狀況下，黃宏斌與陳晉琪之孔隙比 e 仍高於高橋及林炳森、鄭瑞昌與連惠邦等三組模式，可見逕流水深比 $\frac{h_0}{H}$ 導致參數比較圖有相當之誤差。

由圖 4-5、4-8 和 4-13 知，土石流發生之臨界角度隨著孔隙比越大有越小之趨勢。而且，在同樣之孔隙比值時，地下水位位於土體堆積面之下者，其臨界角度最大，有逕流水深者，其臨界角度最小。由圖 4-6、4-10 和 4-14 知，土石流發生之臨界角度隨著內摩擦角增加有向上提升之趨勢。而

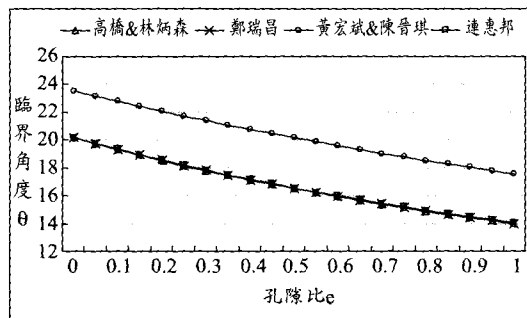


圖 4-13 臨界角度 θ 與孔隙比 e 比較圖

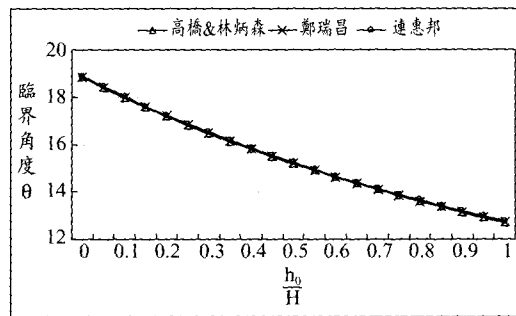


圖 4-16 臨界角度 θ 與逕流水深比 $\frac{h_0}{H}$ 比較圖

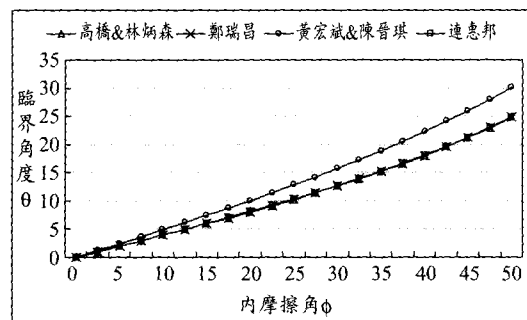


圖 4-14 臨界角度 θ 與內摩擦角 ϕ 比較圖

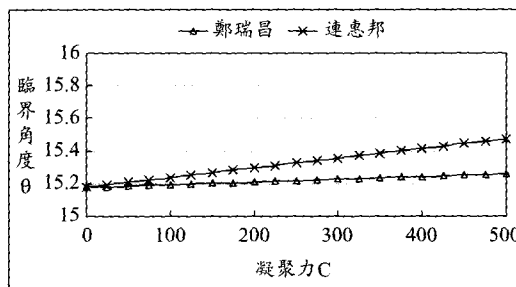


圖 4-17 臨界角度 θ 與逕流水深比 $\frac{h_0}{H}$ 比較圖

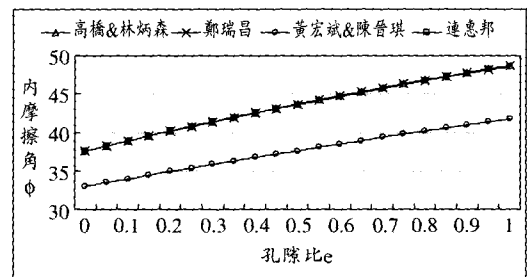


圖 4-15 內摩擦角 ϕ 與孔隙比 e 比較圖

且，在同樣之內摩擦角情況下，地下水位位於土體堆積面之下者，其臨界角度最大，有逕流水深者，其臨界角度最小。

4. 土石流臨界模式參數合理性之分析

- (1) 以臨界角度 θ 為縱軸與逕流水深比 $\frac{h_0}{H}$ (橫軸) 比較

將高橋及林炳森、鄭瑞昌與連惠邦等四人之模式假設逕流水深比 $\frac{h_0}{H} = 0$ 時，此四人之模式將與黃宏斌與陳晉琪者相同，但與實際狀況相較，卻不符合於有地表逕流之

狀況，即黃宏斌和陳晉琪推導出水位與堆積層齊平及有地表逕流產生之土石流臨界模式相同，但在實際狀況下，逕流水深 h_0 應該跟土石流臨界模式有密切關係，例如逕流水深愈大而臨界角度應該會隨之減少，另外逕流水深 h_0 愈大，內摩擦角 ϕ 也會隨之增大，逕流水深 h_0 愈大，孔隙比 e 反而會漸漸地變小；由此可知逕流水深 h_0 不應該就此被省略，此部份可在圖 4-16 討論。假設 $G_s=2.65$ ； $e=0.739$ ； $C=100 \text{ dyne/cm}^3$ 。

由圖 4-16 可知，在高橋及林炳森、鄭瑞昌與連惠邦等三組模式中，臨界角度 θ 與逕流水深比 $\frac{h_0}{H}$ 呈現反比之關係；由他們之研究成果顯示，逕流水深比 $\frac{h_0}{H}$ 在土石流臨界模式中為一重要且不可忽略之參數。

- (2) 以臨界角度 θ 為縱軸與凝聚力 C (橫軸) 比較

假設 $G_s=2.65$; $e=0.739$ 。

於圖 4-17 中，將鄭瑞昌與連惠邦等二人之模式之參數均設為一定值後，來作臨界角度 θ 與凝聚力 C 之比較，可知凝聚力在 $0\sim 500\text{dyne/cm}^3$ 之間，臨界角度僅相差 0.2° ，而土壤大於 500 dyne/cm^3 並不多，故凝聚力對土石流之影響甚小。又由表 4-3 可知，高橋及林炳森、鄭瑞昌與連惠邦等四人之模式在凝聚力 $C=0$ 時，則臨界角度值皆相同，又由圖 4-13 至圖 4-15 可發現，凝聚力之有無，對發生土石流之臨界公式影響不大，故可忽略之，而在理論上，土石流發生時，土體接近飽和，凝聚力幾近為 0，故在土石流發生機制模式中，凝聚力參數是可以忽略不計的。

五、結 論

綜合以上分析結果，本研究可歸納出以下幾點主要結論：

1. 鄭瑞昌與連惠邦所考慮之條件幾乎相同，且均考慮凝聚力對土石流所造成之影響，由敏感度分析之結果顯示，兩者間並無顯著之差異。
2. 當凝聚力等於零時，鄭瑞昌與連惠邦之臨界模式分別與齊藤、高橋、Sidle、林炳森、黃宏斌及陳晉琪等六人之臨界模式和高橋及林炳森等二人之臨界模式相同，並且，敏感度分析亦顯示凝聚力於其模式中對土石流發生之影響甚小。與學理相符，故在土石流之發生機制模式中，凝聚力參數是可以忽略不計的。
3. 由敏感度分析知，當礫石在土體中比例較高時，礫石間之孔隙較大，造成土壤間之可活動度增大，易發生土石流。也就是說，發生土石流之臨界坡度會因此而減少；反之，若土體中之細砂量比例較高時，則土粒間之孔隙變小，土粒間之堆疊現象較結實，導致土石流較不易發生。游繁結之試驗也證明，在均勻粗砂之單一試料中，在不同臨界狀況下，僅造成粗砂在水中懸浮，未產生任何土石流。
4. 依各學者專家之研究成果顯示，土石流發生之臨界角度約為 $15^\circ\sim 40^\circ$ 。當坡度愈大，正向力會逐漸降低，則推移力會逐漸增加，若坡度加大到某一角度，推移力超過土體之剪力強度或摩擦阻力時，土石流即有可能發生。
5. 土石流發生之臨界角度隨著孔隙比越大有越小之趨勢。而且，在同樣之孔隙比值時，地下水位位於土體堆積面之下者，其臨界角度最大，有逕流水深者，其臨界角度最小。另外，土石流發生之臨界角度隨著內摩擦角越大有越大之趨勢。而且，在同樣之內摩擦角情況下，地下水位位於土體堆積面之下者，其臨界角度最大，有逕流水深者，其臨界角度最小。

參考文獻

1. 周必凡等五人（1991），“泥石流防治指南”，科學出版社，北京。
2. 林炳森、馮賜陽、李俊明（1993），“礫石層土石流發生特性之研究”，中華水土保持學報，第 24 卷第 1 期，第 55-64 頁。
3. 胡德欽 譯，“土壤力學”，高立圖書有限公司。
4. 張立憲（1985），“土石流特性之討論”，中華水土保持學報，第 16 卷第 1 期，第 135-141 頁。
5. 陳信雄（1989），“水土保持學實習手冊”，正中書局。
6. 陳晉琪、詹錢登（2000），“土石流發生條件及發生機率之研究”，博士論文—國立成功大學水力及海洋工程學研究所。
7. 游繁結（1987），“土石流之基礎研究(一) 土石流發生機制之研究”，中華水土保持學報，第 18 卷第 1 期，第 76-92 頁。
8. 黃宏斌（1991），“土石流之發生模式探討”，農業工程學報，第 37 卷第 4 期，第 35-47 頁。
9. 黃宏斌（1993），“日本土石流研究回顧”，中華水土保持學報，第 24 卷第 1 期，第 83-90 頁。
10. 連惠邦、趙世照（1996），“溪床堆積土體崩壞模式及其土石流化之研究”，中華水土保持學報，第 27 卷第 3 期，第 175-183 頁。

-
11. 詹錢登（2000），“土石流概論”，科技圖書股份有限公司。
 12. 鄭瑞昌、江永哲（1987），“土石流發生特性之初步研究”，中華水土保持學報，第 17 卷第 2 期，第 50-69 頁。

收稿日期：民國 92 年 10 月 22 日

修正日期：民國 92 年 12 月 9 日

接受日期：民國 92 年 12 月 15 日