

經濟部

行政院及所屬各機關出國報告
(出國類別：考察)

山崩調查及分析技術

服務機關：經濟部中央地質調查所

出國人 職 稱：組長

姓 名：黃健政

出國地區：美國

出國期間：90年11月24日至90年12月3日

報告日期：92年1月22日

I3/
009200140

系統識別號:C09200444

公務出國報告提要

頁數: 50 含附件: 否

報告名稱:

山崩調查及分析技術

主辦機關:

經濟部中央地質調查所

聯絡人/電話:

陳政恒/29462793-275

出國人員:

黃健政 經濟部中央地質調查所 環境與工程地質組 組長

出國類別: 考察

出國地區: 美國

出國期間: 民國 90 年 11 月 24 日 - 民國 90 年 12 月 03 日

報告日期: 民國 92 年 01 月 22 日

分類號/目: I3/地質學 I3/地質學

關鍵詞: 山崩, 監測, 地震, 潛勢

內容摘要: 台灣由於位處西太平洋颱風侵襲路徑要衝，加上造山運動激烈、地盤上昇快速，造成河川侵蝕作用強盛、地形陡峭，一遇地震或豪雨，常形成嚴重的山崩、土石流災害。因此經濟部中央地質調查所自88年度起，即開始分年分區辦理台灣山崩調查。由於國內有關山崩分析技術仍在起步階段，因此取得及應用成熟的山崩分析方法，是完成台灣山崩潛勢分析之關鍵。而集集地震發生迄今已二年多了，如何及時進行地震山崩危險度之評估及分區，以爲國土保安、治山防洪及各項經建計畫之參考，實爲重要且亟需辦理之課題。美國地質調查所在山崩調查尤其有關地震山崩之調查分析方面，已有豐碩的經驗及成果。本次考察主要參訪美國地質調查所之地質災害小組（Geohazard Team），參訪內容包括：1.地震山崩調查及分析技術，2.山崩土石流監測技術。考察心得如下一、1994年的Northridge地震，美國地地質調查所完成第一個地震山崩潛感分級圖。由於地下水是山崩發生的重要機制，Northridge地震時爲乾季，故山崩分析時並未考慮地下水的影響，本所未來進行集集地震山崩分析時仍應評估地下水的影響。二、美國地質調查所有二項監測方法頗值得推廣：(1)以GPS監測山崩變異量，(2)利用在地面所拍的相片立體對監測山崩變異量。三、美國目前的山崩調查研究政策，係由中央單位之美國地地質調查所就山崩之各種問題進行先驅研究，其成果即提供各地方政府做爲執行當地山崩調查及分析之方法及規範，或由美國地地質調查所與各地方政府合作進行當地之山崩調查及分析。四、山崩災害敏感區劃設標準之訂定，常需耗費大量人力、物力及財力進行調查，並經由分析大量資料求得，故常曠日廢時，無法及時提供各界應用。美國目前一些地方政府比較務實的做法是先以少數幾個比較重要的山崩因子進行分析，完成精度較差之山崩災害敏感區圖，再逐步完成以多因子分析之高精度山崩災害敏感區圖。

本文電子檔已上傳至出國報告資訊網

http://report.nat.gov.tw/cgi-bin/cat_modify

2003/2/7

「山崩調查及分析技術」

赴美考察報告

摘要

台灣由於位處西太平洋颱風侵襲路徑要衝，加上造山運動激烈、地盤上昇快速，造成河川侵蝕作用強盛、地形陡峭，一遇地震或豪雨，常形成嚴重的山崩、土石流災害。因此經濟部中央地質調查所自 88 年度起，即開始分年分區辦理台灣山崩調查。由於國內有關山崩分析技術仍在起步階段，因此取得及應用成熟的山崩分析方法，是完成台灣山崩潛勢分析之關鍵。而集集地震發生迄今已二年多了，如何及時進行地震山崩危險度之評估及分區，以為國土保安、治山防洪及各項經建計畫之參考，實為重要且亟需辦理之課題。

美國地質調查所在山崩調查尤其有關地震山崩之調查分析方面，已有豐碩的經驗及成果。本次考察主要參訪美國地質調查所之地質災害小組 (Geohazard Team)，參訪內容包括山崩調查及分析技術，2.山崩土石流監測技術。考察心得如下

一、1994 年的 Northridge 地震，美國地地質調查所完成第一個地震山崩潛感分級圖。由於地下水是山崩發生的重要機制，Northridge 地震時為乾季，故山崩分析時並未考慮地下水的影響，本所未來進行集集地震山崩分析時仍應評估地下水的影響。

二、美國地質調查所有二項監測方法頗值得推廣：

(1) 以 GPS 監測山崩變異量：由於測量精度的關係，一般的測量方法常需數年的時間間隔才能量測出山崩的變動量，使用 GPS 方法則只要十分之一甚至幾天的時間即可量得山崩變異量。

(2) 利用在地面所拍的相片立體對監測山崩變異量：由於地面拍相片立體對相對於拍航照較為便宜且時間上容易把握，因此值得推廣。

三、美國目前的山崩調查研究政策，係由中央單位之美國地地質調查所就山崩之各種問題進行先驅研究，其成果即提供各地方政府做為執行當地山崩調查及分析之方法及規範，或由美國地地質調查所與各地方政府合作進行當地之山崩調查及分析。

四、山崩災害敏感區劃設標準之訂定，常需耗費大量人力、物力及財力進行調查，並經由分析大量資料求得，故常曠日廢時，無法及時提供各界應用。美國目前一些地方政府比較務實的做法是先以少數幾個比較重要的山崩因子進行分析，完成精度較差之山崩災害敏感區圖，再逐步完成以多因子分析之高精度山崩災害敏感區圖。

目次

摘要	IV
目次	V
壹、前言	1
貳、目的	2
參、過程	3
一、山崩調查及潛勢分析	3
二、地震山崩分佈	12
三、地震山崩潛勢分析(一)	17
四、地震山崩潛勢分析(二)	17
五、地震山崩潛勢分析(三)	21
六、地震山崩與土石流及沖積扇之關係	24
七、GPS 之山崩監測	27
八、近景攝影之山崩監測	30
九、暴雨引致山崩之即時監測	31
十、降雨引致土石流之監測	34
肆、心得	39
伍、建議	41
陸、參考文獻	42

壹、前言

台灣由於位處西太平洋颱風侵襲路徑要衝，加上造山運動激烈、侵蝕作用強盛、地形陡峭等因素，因而山崩、土石流災害不斷。根據研究顯示，百分之九十以上的山崩都是舊山崩受到自然或是人為因素之誘發而再度活動，因而山崩的調查登錄與建檔分析成為山崩防治的重要工作，同時為有效之山坡地管理、保育、開發與利用，台灣地區「山崩潛勢分級圖」之編製也是刻不容緩。

中央地質調查所自 88 年度起，即開始分年分區辦理台灣山崩調查。不過，由於國內有關山崩分析技術仍在起步階段，因此如何取得及應用成熟的山崩分析方法，以完成台灣山崩潛勢分級圖，是完成台灣山崩調查計畫之關鍵。而集集地震發生迄今已二年多了，其引發之大大小小的山崩（以下簡稱地震山崩）最少二萬個以上，如何及時利用這些寶貴的資料來進行地震山崩危險度之評估及分區，以為國土保安、治山防洪及各項經建計畫之參考，實為重要且亟需辦理之課題。

由於美國地質調查所地質災害小組（Geohazard Team）在山崩調查尤其有關地震山崩之調查分析方面，已有豐碩的經驗及成果。因此本次考察以參訪美國地質調查所之地質災害小組（Geohazard Team），參訪內容除山崩土石流監測技術外，以考察地震山崩調查及分析技術為主。

貳、目的

根據研究顯示，百分之九十以上的山崩都是舊山崩受到自然或是人為因素之誘發而再度活動，因而山崩的調查登錄與建檔分析成為山崩防治的重要工作。

中央地質調查所自 88 年度起，即開始分年分區辦理台灣山崩調查。不過由於國內有關山崩分析技術仍在起步階段，因此如何取得及應用成熟的山崩分析方法，以完成台灣山崩潛勢分級圖，是本所完成台灣山崩調查計畫之關鍵。而集集地震發生迄今已二年多了，其引發之大大小小的山崩（以下簡稱地震山崩）最少二萬個以上，除了造成重大人命及財產的損失，更造成一些舊崩塌地之復活及土石流等二次災害。集集地震之地震規模高達 7.3，而發生地震山崩的地區又有密集的地震測站記錄，如何及時利用這些寶貴的資料來進行地震山崩危險度之評估及分區，以為國土保安、治山防洪及各項經建計畫之參考，實為重要且亟需辦理之課題。

由於美國地質調查所地質災害小組（Geohazard Team）在山崩調查尤其有關地震山崩之調查分析方面，已有豐碩的經驗及成果。因此本次考察之目的在於參訪美國地質調查所，拜會相關專家尤其是二位同屬美國地質調查所地質災害小組之山崩專家 Dr. Keefer 及 Dr. Jibson，以討論山崩調查及分析方面的成果及經驗，並討論合作山崩調查及進行學術交流之可能性。

參、過程

本次考察為參訪美國地質調查所位於 Denver 分所 及 Menlo Park 分所之地質災害小組 (Geohazard Team)，主要與 Dr. Jibson、Dr. Keefer、Dr. Wilson、Dr. Pike、Dr. Savage 等討論有關地震山崩之調查分析、以降雨進行土石流監測之方法及山崩資料庫建置、山崩潛勢圖繪製等問題。

一、山崩調查及潛勢分析

本主題主要有關 Pike 等人在大奧克蘭地區所做的山崩調查及分析，調查區範圍約 872 平方公里，屬地中海氣候，以 30 公尺方格求得之坡度最陡約 50 度。Hayward 活動斷層分隔坡地地區及位於其西南與舊金山灣接壤之平原區。

調查區依 Nilsen(1975)之調查，認為大部份的大型山崩以土石流、平面型及圓弧型山崩最多，其滑動面深度由一公尺至超過 50 公尺，崩積體常保留數千年之久(Varnes, 1978; Wentworth and others, 1997)。Pike 等在本研究所稱之山崩其規模為長軸大於 60 公尺，面積大於數公頃至數平方公里者。一般而言，易於發生泥流之地區，比較不易發生土石流，反之亦然(Haydon, 1995)。

由於山崩有重覆發生的特性，故山崩登錄對山崩災害預警十分有幫助，當然，新的山崩尤其是在整地地區也常發生。最早在南加州研究山崩潛勢的為 Blanc and Cleveland (1968)。他們依經驗以定性的方法分析一些山崩之主要因子，將山崩潛勢分為八級。其中之地質因子則依潛勢之高低分為四級，現生山崩歸為最高級。更早則有 Jones and others (1961) 以地質材料、坡度、及材料濕度在華盛頓州西部所做的分析。

滑動及土石流較易從航照判釋，故 Pike 等以分析這二種或其混合型態山崩之潛感為主。由於尚無法取得足夠的地質材料工程參數，為求得較好的分析成果，故 Pike 等之分析是基於下列六個假設：

1. 豪暴雨引致的山崩可以與其他山崩分別統計，以分析未來山崩之趨勢。
2. 每一地質單元中山崩所占的面積比為各種因子及地質作用之綜合反應。
3. 由舊山崩之崩積位置可以推論未來山崩區之分佈。
4. 以地質、崩積物、坡度做為分析因子
5. 舊山崩復發之潛感大於其他區域。
6. 由舊山崩可估計新山崩發生的可能性。

Pike 等之研究有幾點與 Brabb and others (1972) 之方法有些不同，主要是地層分得更細，其次是坡度是按每一度計算潛感、DTM 更正確、單位方格也更小。與 Brabb and others (1972)相同的是將舊山崩(Old landslide deposits)與其間地區之潛感分別處理，不過不同的是利用現生山崩潛感(SIs, within-slide susceptibility)之模式分析求得崩塌區以外地區之潛感 (S)。

整個研究區共分為 30 公尺見方之方格 969,003 個，其他圖層也切割成相同大小之方格。這些數值圖層包括地質、山崩分佈及坡度。分析計算係使用 Arc/Info v. 7.12、SUN/Solaris UNIX 電腦、以 Arc Macro 語言撰寫。

(一)地質圖層

在舊金山灣區，討論山崩分佈與岩性及地質構造關係的報告很多，其中關係最明顯的就是在奧克蘭地區二個主要地層，粘土含量高的中新世地層 Orinda (Tor)和 Briones(Tbr) Formations，其山崩分佈較多。另二個主要地層白堊紀的 Okland Conglomerate (Ko)及 Redwood Canyon Formation 之山崩分佈則較少。

整個研究區共有 120 個岩層單位，數化地質圖之比例尺為 1:24,000。奧克蘭及其以東地區之坡地有 100 個岩層單位，約佔研究區面積之 62%，其中最小的面積為 0.01 平方公里 (Tbgl, Briones Formations 中之石灰岩段)，最大的為 90 平方公里(Tus, 未命名)。

(二)舊山崩 (Old landslide)

舊山崩常是未來山崩復發之徵兆。Pike 等利用 Nilsen (1973a, 1975)所登錄的 6,700 個山崩做分析。Nilsen 係以 1:24,000 的航照進行判釋，扣除較難用航照判釋之陡坡崩塌，且未進行野外複查。

Nilsen 航照判釋山崩的特徵有九個

1. 小的池塘或湖泊，其他封閉的下陷區
2. 為數多的湧泉
3. 地形水系突然或不規則的改變
4. 圓丘狀(Hummocky) 或不規則地形
5. 小而新的崩積物堆積於較大型的舊山崩裡
6. 崩積物上方存在有陡崖
7. 不規則土壤或植生型態
8. 傾斜的樹木或受擾動的植生
9. 陡坡上存在多階的平台

Nilsen (1973a, b)在小山崩裡較少發現這些特徵，而所登錄的山崩中又以混合型山崩最多。多個山崩相接合時則視為一個山崩。Pike 等數化 Nilsen (1973a, b)的山崩分佈圖，並整合為一個向量圖檔。紙

圖並未做接邊的工作，僅於必要時才編輯相鄰圖幅之山崩界限。由於其山崩登錄以航照判釋為主，所以其判釋結果依可信程度分為二類。不過在分析時均做同樣的處理，以補 Nilsen 可能漏失判釋所造成之不足。

由於部份調查同時登錄崩崖及崩積體，部份則僅登錄崩積體；部份則僅判釋某些岩性或植生中之山崩。Pike 等利用 GIS 分析比較了 Nilsen (1975) 和 Majmundar (1996) 二人在 Las Trampas Ridge 之崩積體分佈圖，顯示 Nilsen 判釋的 2,196 個崩積體中有 1,933 個 (88%) 與 Majmundar 判釋之 1,803 個崩積體重合；反之，Majmundar 有 1,708 個 (95%) 與 Nilsen 判釋者重合。

6,714 個舊山崩佔研究面積之 12%，其大小從 1,100 平方公尺至 4 平方公里；其長徑由 60 公尺至 5 公里，大部份少於 100 公尺。坡度由 2 度至 44 度，平均約 20 度。山崩年代由 35 年至 100,000 年，有些目前仍在移動中。據 Reneau and Others (1986) 之研究，認為舊金山灣區之小型淺層崩塌可能與晚期更新世之高降雨量有關。

表一 不同土地利用之舊山崩堆積個數及百分比

Table 2. Prevalence of old landslide deposits, by type of land use[†]

Land-use category	Number of slide deposits	Percentage of each land-use category that is slide deposit *
Forest land	3197	18
Rangeland	2246	26
Residential land	935	10
Vacant & mixed-urban open	217	8
Commercial	27	4
Education	26	5
Wetland	24	5
Infrastructure	13	3
Agriculture	8	3
Industrial	7	7
Extensive outdoor recreation	7	16
Sparsely vegetated	5	8
Military	2	5
Mixed residential-commercial	0	2
Mixed residential-industrial	0	2
Public institutions	0	1
Hospitals	0	0

[†] Association of Bay Area Governments (1996)

* limited to area most likely to fail—above 90m elevation and 10° slope

由表一可知有 6,714 個山崩佔總數之 81%，位於森林或草原區 (大部份為公園)，因此不易產生山崩災害。另有 935 個山崩佔總數之 15%，位於住宅區，有 75 個山崩位於都會區(表一)。

(三)現生山崩

一般而言，舊山崩較其周遭同坡度地區較容易產生崩塌 (Nilsen and Wright, 1979; Haydon, 1995)，其危險度則較不易評估，但可由舊山崩內之現生山崩之相似性予以評估。

研究區共有 1,192 個自 1970 年因降雨引致的現生山崩，由 Nilsen and Turner 等人所調查之 1:62,500 比例尺之分佈圖。由於這些山崩分布大部份缺少山崩範圍，所以數化時均以點表示，並位於 30 公尺方格之中央。這 1,192 個現生山崩在不同地層單位之分佈特性與舊山崩之分佈特性十分相似。在 36 個地層單位中，有五個地層單位 (Tus, 136; Tml, 85, Tmlu, 70; Tor, 82; Kjfm, 66) 之山崩分佈達 40%，且均具有高的舊山崩頻率中值 (> 0.20)。值得一提的是舊山崩少的地層單位，其現生山崩也少。在表一中 28 個地層單位其舊山崩面積少於 6 個方格者，均無現生山崩之分佈。

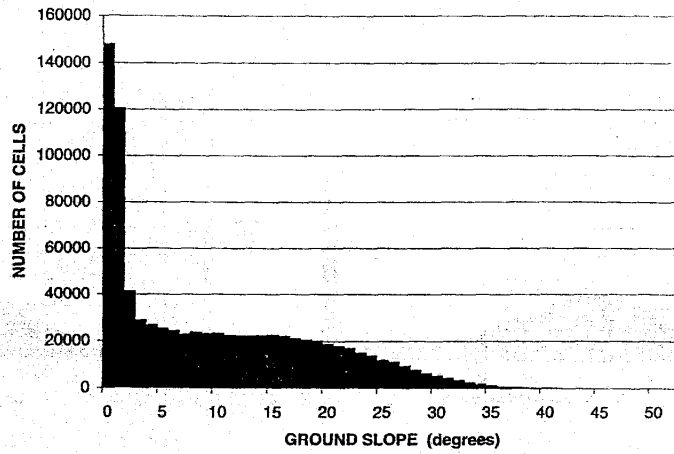
這 1,192 個現生山崩主要由於開路、整地及其他人為活動所造成，因此並不十分適用於舊山崩內之潛感分析。其原因如下：

1. 其規模比等人所調查之舊山崩小
2. 均非地震所引發
3. 誤差大於 30 公尺方格
4. 由於受人為活動之影響，常增加原本穩定地區之活動性，也使其成因常不甚清楚。

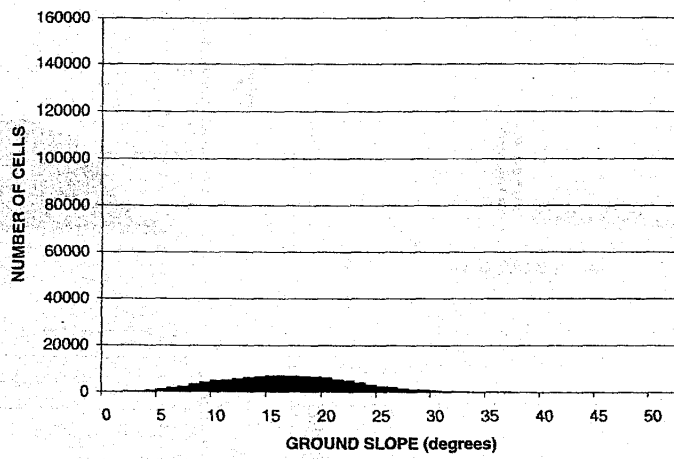
這 1,192 個現生山崩有 675 個是發生於 60 個易於山崩之地層單位，但有 517 個發生於 60 個不易山崩之地層單位。更值得一提的是只有 15% (183 個) 的現生山崩是發生於 Nilsen 所登錄的發生於 1970 年以前的 Deposits，其餘的 1,009 個之前則未發生過，顯示這些山崩過度代表了 Hayward 斷層附近坡地及附近之開發區。因此有必要加強奧克蘭以東未開發坡地之山崩調查，以免分析有偏差。

(四)地形及坡度

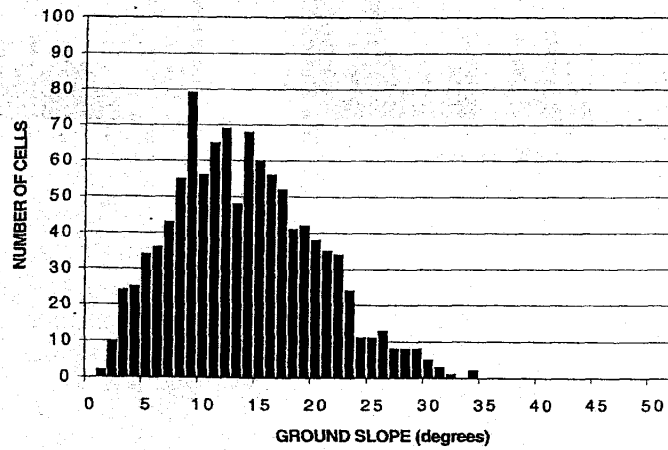
研究區之坡度以每度為間隔，求得 30 公尺方格之最大坡度變化。整個灣區之 35,000,000 方格是由 204 張 7.5' 圖幅之 DEM 所組成。區內山崩與穩定區之坡度大為不同，舊山崩之坡度屬於常態分佈(圖一 B)，主要集中在 16-17 度(圖一 A)。而穩定邊坡之坡度值則偏於緩坡，此現象反應佔地廣大坡度平緩的海岸地區只有少數舊山崩之現象。現生山崩之坡度亦略屬於常態分佈(圖一 C)，只是其坡度值主要集中在 12 度左右，比舊山崩之坡度低約 4 度。由於 Nilsen (1973a,b) 之調查不包括崩崖，故圖一 B 之值可能偏低，同時也會影響陡坡地區之潛感分析。



A

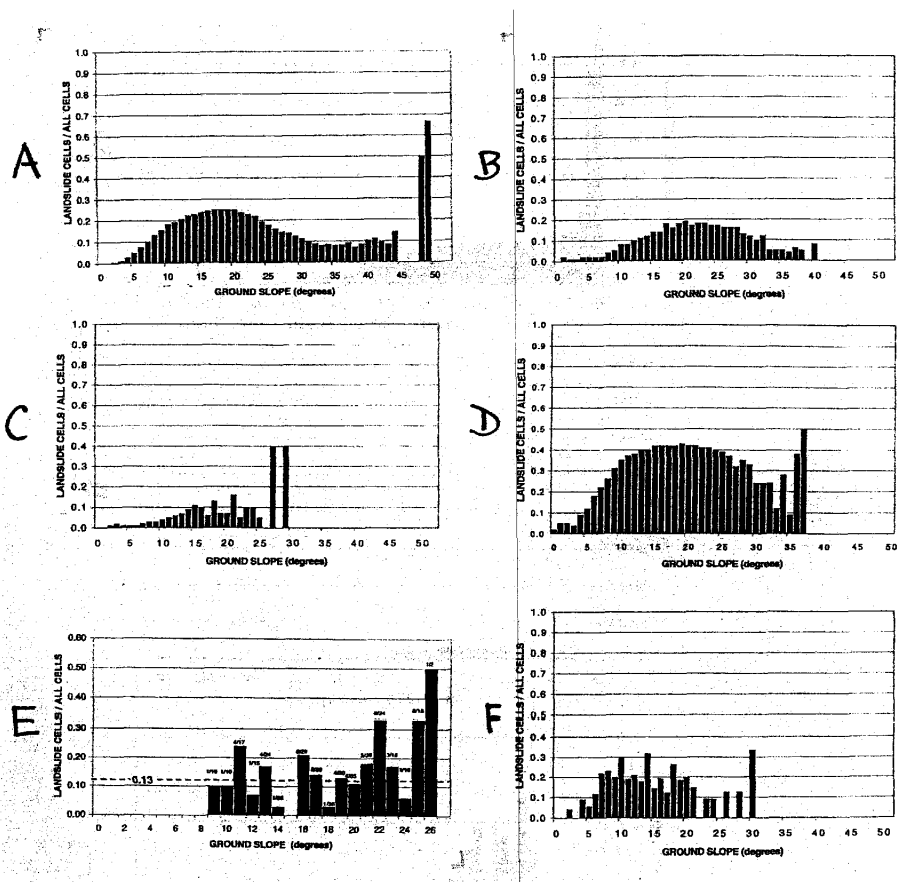


B



C

圖一 坡度與不同區位方格數關係圖。A:穩定地區，B:舊山崩地區，C:現生山崩地區。



圖二 舊山崩頻率(舊山崩之 30 公尺方格數與總方格數之比)與坡度(1 度間隔)關係圖。A:全部山崩區, B: Hambre Sandstone (Th), C: 更新世沖積扇 (Qpaf), D: 第三紀沉積物及火山岩(Tus), E: Lafayette 凝灰岩(Tlt), F: 1970 年以後之 1192 個山崩。

(五)潛感分析模式

1. 舊山崩區間之潛感(Susceptibility between Old Landslide)

不屬於舊山崩地區(佔研究區之 87%, 表二)之潛感 S 可由評估舊山崩分佈頻率與坡度之關係而得。

例如 Tus 有 35% 坡度為 10 度的方格位於舊山崩區(圖二 D), 則每一位於 Tus 且坡度為 10 度之方格之潛感(S)為 0.35。潛感較低之 Th, 僅有 8% 坡度為 10 度的方格位於舊山崩區(圖二 B), 則其潛感(S)為 0.08。位於非山崩地區(共 852643 方格)之潛感分佈十分歪斜, 其分布可由平原區之 300,000 個方格之 $S = 0.00$ 到僅佔 14 個方格之 Kjfa 之 $S = 0.90$ 。

表二 舊山崩區內及舊山崩區間之山崩網格分佈表

Terrain and Geology	Number of 30-m grid cells*		
	All cells	S _{Is} - within slide masses	S - between slide masses
Hillsides: 100 bedrock units	604,973	114,543	490,430
Flatlands: 20 surficial units	364,030	1,817	362,213
Entire region: all 120 units	969,003	116,360	852,643

* excluding cells on inland water bodies

2. 舊山崩區內之潛感

計算奧克蘭位於舊山崩區內之潛感 S_{Is} 之程序較為複雜。首先計算位於山崩內之 116,360 個方格之潛感 S，再計算其間地區之潛感。取其分佈頻率之對數結果顯示位於山崩內區域之潛感大部份位於 0.00 至 0.25 之間，同時比位於山崩內區域之潛感分佈對稱。為評估位於山崩內區域之潛感，以參數 a 乘以這 116,360 個方格之潛感 S

$$a = (\text{hist}_{Is}/A_{Is}) / (\text{hist}_{nIs}/A_{nIs})$$

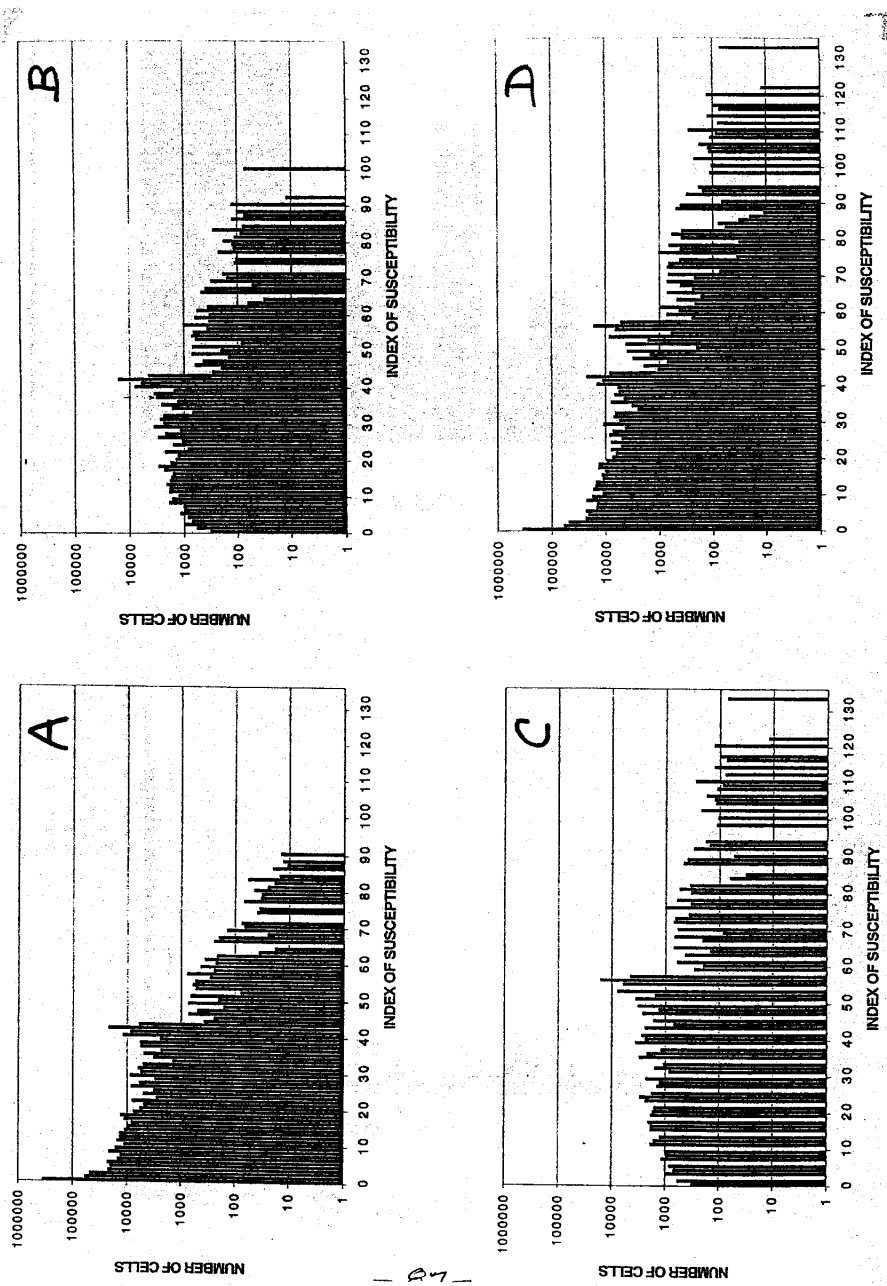
其中 hist_{Is} 和 hist_{nIs} 分別為位於舊山崩內及舊山崩外區域之現生山崩數， A_{Is} 及 A_{nIs} 分別為位於舊山崩及舊山崩以外區域之山崩面積(方格數)，

$$\text{故 } a = (183/116,360) / (1,009/852,643) = 1.33$$

經此校正後，顯示研究區內位於舊山崩區內之新山崩比位於其外區域者之發生潛感大 1/3。圖三 D 為圖三 A 及 C 合併後所有 969,003 個山崩之潛勢分佈。Keefer and Others (1998, 圖四)1989 年調查 Santa Cruz Mountain 因 Loma Prieta 地震所引發之山崩時也有相似的結果。

(六)山崩潛感圖

在求得之潛勢值中，如何判定那些較易崩那些較不易崩，可以說是十分主觀的事情。但是由長期的研究中，顯示潛勢值介於 0.27-0.28 之 Briones 和 Orinda Formation 十分容易崩，也顯示潛勢值雖然只有 0.20 之邊坡即需加以注意，視誘發因子之強度及延時而定，而潛勢值大於 3.0 且群集的地區也需特別加以注意。雖然將潛勢分區減少有利於管理及立法之需要，但考慮山崩常具區域性，將分區擴大常不符實際，故 Pike 等人仍保留八個分區之原則。



圖三 奧克蘭山崩潛勢分佈圖。縱軸為山崩方格數之對數值，橫軸為山崩潛勢值。A: 舊山崩區間之地區(S)，B: 舊山崩區間之地區-未校正(S)，C: 舊山崩區間之地區- $\times 1.33$ (SlS)。D: 最後結果(A+C, S+SlS)。

由 Pike 等人之研究可以看出潛勢之分佈是有規則性的。例如具有高危害度潛勢值(> 3.0)的地區即明顯分佈於地形陡峭且出露

Mulholland Formation (Tmll)、Neroly Sandstone (Tn)、Siesta Formation 之泥岩段(Tst)、始新世之頁岩及泥岩層(Tshc)、未命名之第三紀沈積岩及火山岩(Tus)及 Briones(Tbr)和 Orinda (Tor) Formation 之地區。表三顯示有大奧克蘭地區有 15 到 20% 的地區其潛勢值 > 3.0。低潛勢值地區(0.10- 0.29)則普遍分佈於 Franciscan Complex Melange (Kjfm)出露地區。

表三 山崩潛感圖之潛勢分佈

Table 6. Distribution of modeled susceptibility values on map

Index of Susceptibility	Percentage of map area	
	Entire area	Hillside geologic units only
< 0.01 (0)	37 %	00 %
0.01-0.049	17	27
0.05-0.099	9	14
0.10-0.199	14	23
0.20-0.299	9	14
0.30-0.399	7	11
0.40-0.549	6	10
≥ 0.55	1	1

(七)成果之應用及其限制

Pike 等人研究成果之品質可能未盡如人意，但已足夠提供加強坡地安全及土地管理利用決策之需。不過使用時應注意下列事項：

1. 一般而言，潛勢高者比潛勢低者容易山崩。但潛勢低者並非就不會造成災害。同時需注意是否會形成其他型式之山崩。
2. 由於比例尺的關係，長徑小於 60 公尺的山崩並未包括在本研究所用之分佈圖內，而這些小崩塌大部份來自於土石流。
3. 由於本研究所用 Nilsen 之分佈圖並未包括崩崖區，因此舊山崩區之實際潛勢值應比本研究高。
4. 深層滑動很難預測，其誘發通常來自人為之邊坡破壞、偶發之排水不良及自然作用。
5. 本研究指出有山崩潛勢的地區，在開發前應進行仔細的評估。要完整評估坡地災害，仍需加入土石流、土壤液化及地震山崩等之潛勢分析才行。

(八)未來展望

由於 Pike 等人之研究只使用了三個因子做分析，因此如欲再增加

1. 地下水位
2. 海拔高度
3. 坡向
4. 相對高度
5. 坡形(凹坡凸坡)
6. 土壤特性
7. 地層傾向
8. 地層層厚
9. 節理開口大小
10. 與斷層之距離
11. 植生種類
12. 與道路之距離

等因子，其分析模式即不再適用。增加因子最簡單的方法就是像 Pike 等人之研究，計算坡度之潛感值一樣，單獨計算其潛感值後，合併計算總潛感值(必要時加上權重)。此法與 Pike 等人之模式較相近，同時也保留其透通性(Transparency)。因子增加時且分析區域大時可以考慮用多變量分析法(Multivariate statistics) (Cross, 1998; Brunori and others, 1996)。

但是在未來發展新模式時有些問題值得考慮，首先，以舊山崩求得之潛勢 SIs 是根據崩塌後之地形所求得，因此較難做為預測山崩之用，最佳之潛勢值應用於預測將崩未崩之地形。欲達此目的，則應使用未崩及已崩後 DTM 分析求得。不過一般而言，崩塌前之 DTM 常不可得，但利用下列二個假設，常可得到很好的結果。

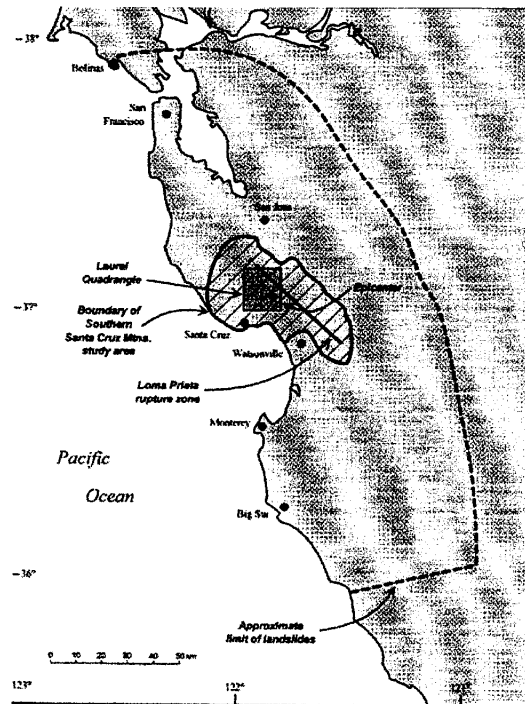
1. 利用崩塌地之坡度中值可以代表崩塌前之地形。
2. 陡坡之穩定與否反應崩塌地中及外圍地區岩體之強度。

值得注意的是 Pike 等人之研究的潛勢值屬於相對值而非絕對值，絕對潛勢值(即機率)還要加上降雨時間、地下水位、崩塌時間的歷史資料併同分析。不過要完整評估坡地災害，仍需加入土石流、土壤液化及地震山崩等之潛勢分析才行。

二、地震山崩分佈

本主題以討論震央距離、坡度及岩性與地震山崩之關係為主。

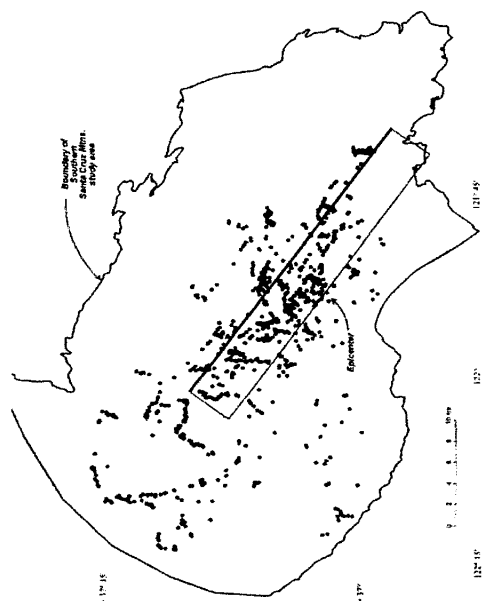
1989 年的加州 Loma Prieta 地震 ($M = 6.9$) 山崩面積達 15,000 平方公里 (圖四), 地震後派出固定翼飛機進行觀察, 發現由於植生茂密, 大部份的山崩無法經由航照判釋, 因此開地面調查。由於大部份山崩發生於 Santa Cruz 及太平洋沿岸地區, 因此動員大約 50



圖四 1989 年加州 Loma Prieta 地震山崩之範圍、Santa Cruz Mountains 地震山崩之範圍及震央位置圖(Keefer and Manson, 1998)。

個調查人員在 Santa Cruz Mountains 2,000 平方公里地區完成 1,280 個及太平洋沿岸地區 80 個以上的山崩調查。其他 13,000 平方公里地區另有數百個山崩, 這些主要以落石、岩塊滑移、土壤滑移為主, 山崩體積均小於 100 立方公尺。地震山崩距震央最遠者為 133 公里, 距破裂線最遠者為 100 公里。

依 Keefer (1984a) 之分類, 位於 Santa Cruz Mountains 南半部之山崩有 74% 為第一類 (即 disrupted slides and falls), 大部份屬於落石、岩塊滑移、崩壞性(disrupted)土壤滑移, 其規模大者可達數千立方公尺。26% 為第二類 (即 coherent slides), 如圓弧形滑移及平面塊體滑移(translational block slides), 其崩塌土方規模大者可達數千萬立方公尺。由於 Santa Cruz Mountains 之南半部之山崩分佈較高, 調查資料也較完整, 故有關山崩分佈的分析主要也以 Santa Cruz

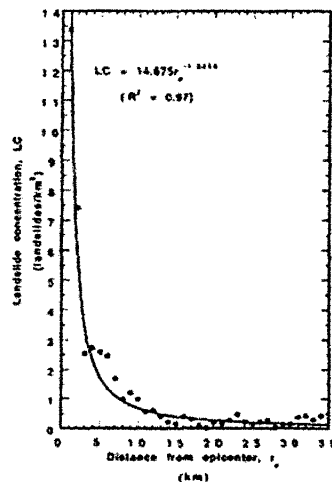


圖五 Santa Cruz Mountains 地震山崩、震央及斷層破裂面地表位置圖 (Marshall et al., 1991;)。

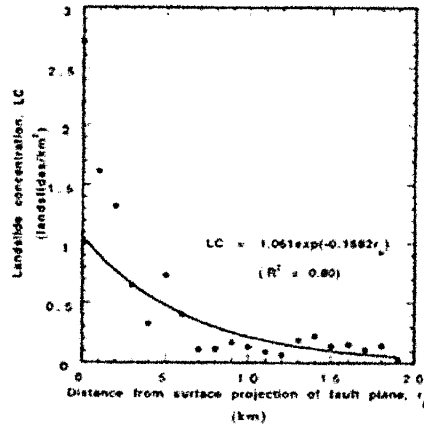
Mountains 之南半部為主。分析時使用數值地質圖、30m × 30m DTM 及 1:24,000 地形圖。

人工填土及土壤液化產生之山崩則不予分析。排除這些以後，共分析了 1,920.4 平方公里及 1,046 個山崩（圖五），其山崩密度為每平方公里 0.54 個山崩。其他地區之山崩密度則至少比 Santa Cruz Mountains 之南半部小一個等級(Order)。

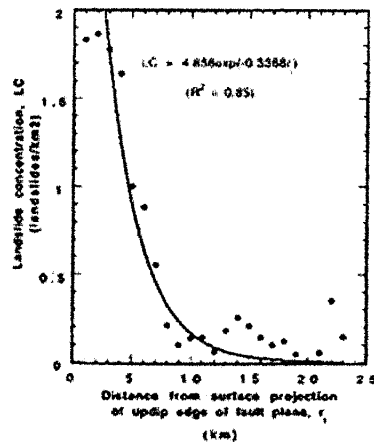
(一)山崩密度與震源距離之關係



圖六 山崩密度與震央距離 (Distance from earthquake epicenter) 之關係圖。



圖七 山崩密度與斷層破裂面地表位置距離之關係圖。



圖八 山崩密度與斷層破裂面地表位置距離之關係圖。

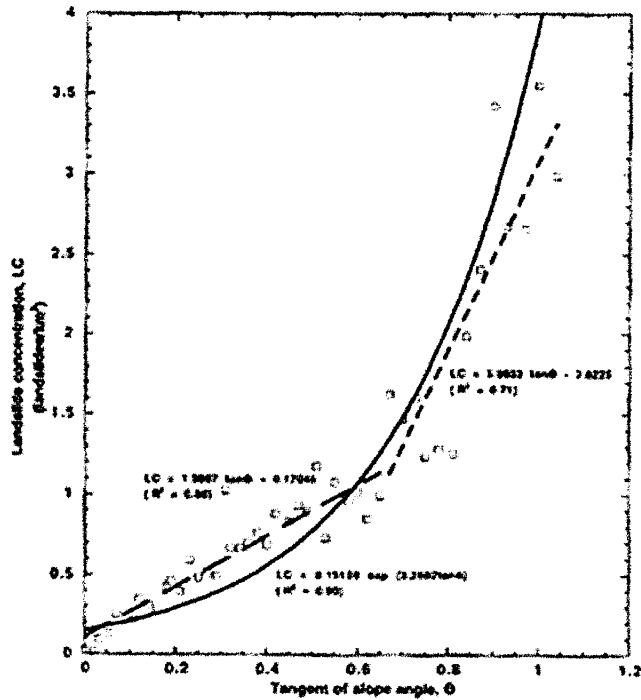
山崩密度變化之分析則考慮三個震源，即震央、斷層面之地面投影 (Marshall et al, 1991) 及斷層面前緣 (updip edge) 之地面投影。

每一種分析均以震源開始，計算以每一公里為間距之同心環帶區域之密度，並繪製其山崩密度與震源距離圖 (圖六至八)。由圖六至圖八可以看出 LC 大於 0.54 者僅發生於距震央 12 公里或距斷層破裂線之地面投影 5-7 公里以內的地區，與地震山崩距震源之最大距離 (133 和 100 公里) 相比，其距離相對小的很多。由分析結果亦顯示引發地震山崩之能量集中於震央附近，而非沿破裂面均勻分佈。

(二) 山崩密度與坡度之關係

Santa Cruz Mountains 之南半部地區，計算每一 30m × 30m DTM

方格之平均坡度，再計算每一度間隔內之山崩數即可求得山崩密度 (LC)。分析結果，山崩幾乎都分佈於 0 至 46 度之間，其原因主要為大於 46 度之面積只占 0.03 %。小於 5 度者其面積百分比高於其他坡度，部份原因可能與利用 30m × 30m DTM 方格計算平均坡度，因而未計入 30m × 30m 方格內一些較陡之坡度有關。以坡度介於於 0-46 度間之地區而言，山崩密度隨坡度之增加而增加，尤其從大於 34 度以後更是急劇增加 (圖九)。



圖九 山崩密度與坡度之關係圖。

(三)山崩密度與岩性之關係

Santa Cruz Mountains 南半部地區共有 24 個地層單位，依岩性分成 6 類，分別為 (1) 最上部之第三紀至全新世之未固結和半固結沈積物，(2) 中新世 Purisima Formation 之膠結不佳之砂岩及粉砂岩，(1) 中度膠結之第三紀地層，以粉砂岩、泥岩及頁岩為主，(1) 中度膠結之第三紀地層，以砂岩為主，(1) 侏儸紀到白堊紀之碎屑性沈積岩，(1) 火成岩、變質岩及 Franciscan Complex 岩層。經分析結果，顯示山崩密度與岩性 (或即岩體強度) 有較高的相關性，而與不同岩體與震源之距離之關係不大。不過山崩密度 (LC) 與岩性之關係則較為複雜。

本分析方法之長處，為可以利用不同大小之方格進行分析。即

利用 30m × 30m 方格分析析坡度，1 km 之條帶分析震源距離。

三、地震山崩潛勢分析(一)

Dr. Keefer 認為一般而言，地震引致山崩之分析有 Ambraseys and Menu (1988)、Yegian and others (1991)、Jibson and others (2000)、Miles and Ho (1999) 等人所發展之四種分析模式。四種模式均包含資料蒐集、地震山崩潛感分析 (Seismic landslide susceptibility assessment)、震度分析 (Shaking characterization) 及永久位移量分析。一般而言，前二個分析模式之步驟大同小異，後二個之步驟則各有不同。

Ambraseys and Menu (1988) 為使用地震強度 (PGA)，Yegian and others (1991) 使用 PGA 但是以 PREDOMINANT PERIOD 和 EQUIVALENT CYCLES 正規化位移量，Jibson and others (1998) 應用 Arias intensity，Miles and Ho (1999) 二次積分地震加速度 (Doubled-integrating simulated earthquake accelograms) 以計算累積位移。

Dr. Keefer 分析結果，顯示四種分析模式之分佈曲線有相當大的差異性，尤其是 Jibson and others (1998) 之分析方法在 Newmark 位移量小於 5cm 時有最大的或然率，位移量大於 5cm 時潛勢其或然率則略低於 Miles and Ho (1999) 之分析方法。

依 Keefer 之意見，這四種方法並無對錯的問題，在做決策時應避免只使用一種分析方法，最好進行二種以上之分析，以得到最好的結果。

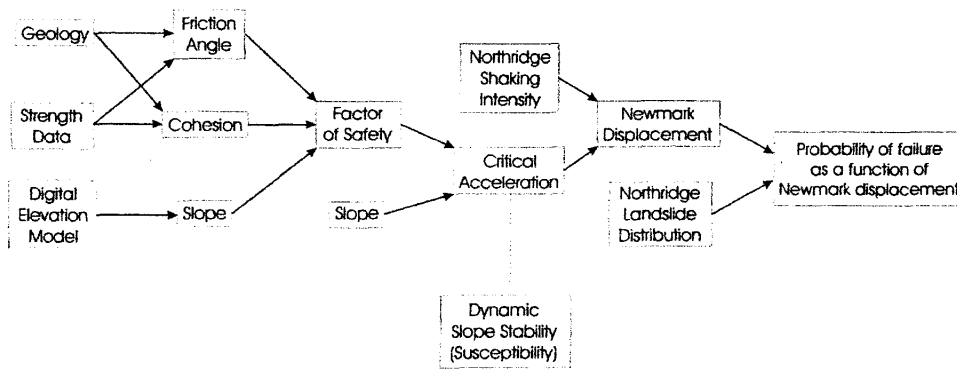
四、地震山崩潛勢分析(二)

1994 年美國加州 Northridge 地震是全美第一個有完整資料可以進行區域性地震山崩分析研究的例子。這些資料包括：(1) 詳細的地震山崩登錄，(2) 200 個主震的強震記錄，(3) 1/24,000 地質圖，(4) 研究區岩層之工程地質參數，(5) 研究區之高解析度 DTM。所有這些資料即利用 ARC/INFO GIS 數化並分成 10 m 網格，以便分析。利用上述資料依 Newmark 動態模式進行分析，可以得到每一方格之山崩位移量。將此位移量和數化之 Northridge 地震山崩比較可以得到機率曲線，並由此機率曲線可以預測山崩位移量，最後可以編製出地震山崩潛勢圖，以做為擬定地震災害防救之依據。

Jibson 等人即根據這些數據進行岩坡破壞機率分析，並完成地震山崩潛感分級圖。

地震山崩潛感分析步驟 (圖十) 包括

1. 計算靜態安全係數 FS



圖十 地震山崩潛感分析步驟圖。

$$FS = \frac{c' + \nu \gamma v \tan \alpha}{\nu \gamma v \tan \alpha} + \frac{\tan \phi' - m \nu_w \tan \phi'}{\tan \alpha} \quad (3)$$

其中

ϕ' = 有效摩擦角

c' = 有效凝聚力

α = 坡度

$\nu \gamma v$ = 岩體單位重

$\nu \gamma v v_w$ = 水單位重

m = 飽和含水岩層之岩層厚度比

為求簡便，本研究 $\nu \gamma v$ 值取 38.3 kPa (800 lbs/ft²)，主要由於 Northridge 崩塌區典型之岩體單位重約為 15.7kN/m³ (100lbs/ft³)，崩塌岩層厚約 2.4 m。

2. 地質圖

採用 Yerkes and Campell (1993, 1995a-h, 1997a-c)之地質圖，每一岩層並給予一相對之摩擦角及凝聚力之值。

3. 剪力強度

經由彙編 a.大量工程公司之直剪試驗資料，b. 有經驗之地質或工程地質人員之判斷，c. 岩坡穩定分析等不同來源之剪力強度資料，可以得到不錯的結果。

4. DEM

採用 10 m 方格之 DEM，以保留山崩所引起之細微地形變化。以往採用 30 m 方格之 DEM 會喪失許多山崩之地形特徵。

5. 坡度

由 DEM 產生，但有可能低估坡度大於 60 度以上之陡坡。

6. 安全係數

從方程式(2)產生。其安全係數值可由位於陡坡之軟弱岩層之僅大於 1 至位於平緩地形之堅硬岩層之 8。

7. 臨界加速度

由方程式 1 可以求得臨界加速度 a_c 。在同一臨界加速度下，不同坡度及不同材料特性仍然產生相同的 Newmark 位移，故臨界加速度圖可以相當於地震山崩潛感圖。

8. 計算 Newmark 位移

一般而言，Newmark 位移係由強震記錄超過臨界加速度的部份做二次積分而得。但是在廣大區域以 10 米方格進行 Newmark 位移之計算將十分不切實際。故 Jibson 發展如下之迴歸方程式，以簡化 Newmark 位移之計算，

$$\log D_n = 1.521 \log I_a - 1.993 \log a_c - 1.546 \quad (3)$$

其中 D_n 為 Newmark 位移，單位公分

I_a 為 Arias 強度，單位為公尺/秒

a_c 為臨界加速度，單位為 gs

依方程式 3 之計算可以得到 Northridge 地震各方格之 Newmark 位移，其位移範圍在 0 在 5256 cm 之間。

9. 計算地震山崩機率 (Probability of failure)

先將 Newmark 位移方格分組，本研究係每相隔 1cm 分為一組，也就是位移 0-1cm 為第一組，位移 1-2cm 為第二組，以下類推。不過由於位移大於 10cm 後每 1cm 間隔之方格數很少，故加大其範圍，以得到具統計意義之方格數。

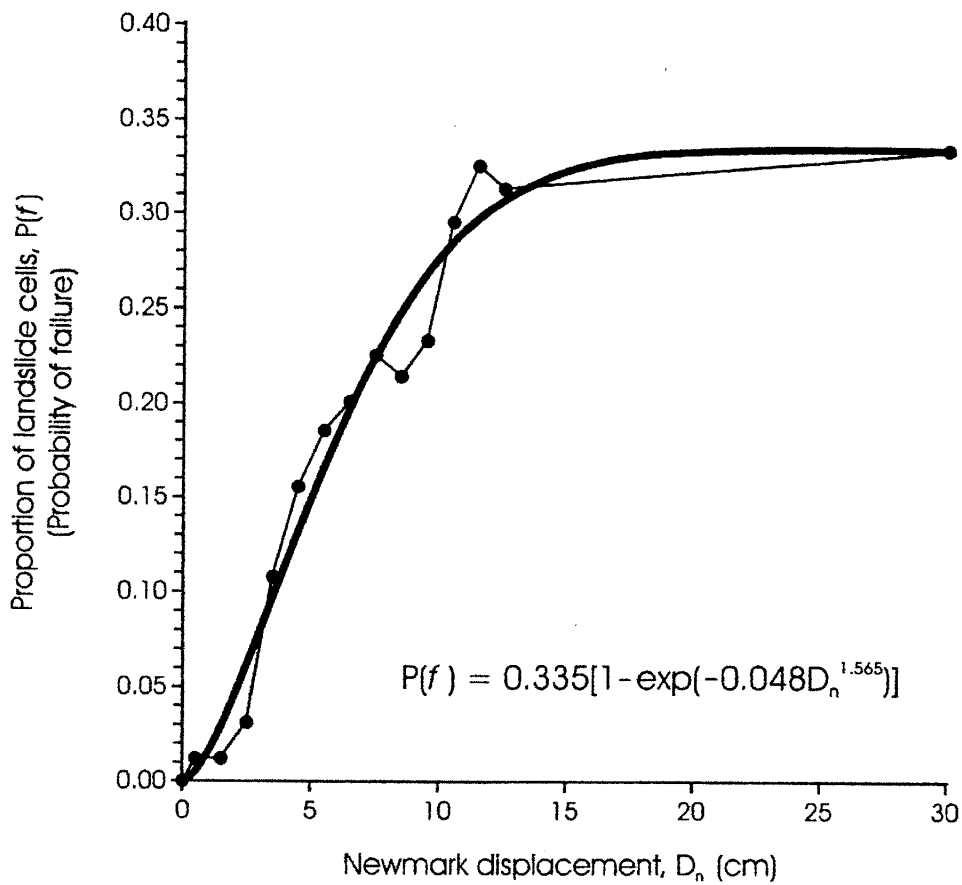
接著，計算每一分組中各山崩中段以上之方格總數，以求得其 Landslide source area 百分比。再以此百分比對各分組之 Newmark 位移作圖 (圖十一)。

由圖十四之曲線可以看出在前幾個分組中，Landslide source area 百分比增加十分快速，到了 Newmark 位移趨近於 10-15 cm，即 Landslide source area 百分比約 34% 時，即趨於平緩。

Jibson 以 Weibull (1939) 曲線方程式

$$P(f) = m \{ 1 - \exp(- aD^b) \} \quad (4)$$

可以將圖十三之數據取得很好之對應。



圖十一 山崩方格百分比與 Newmark 位移之關係曲線圖。粗由線代表 Weibull 方程式(圖內所示)之最佳對應曲線。

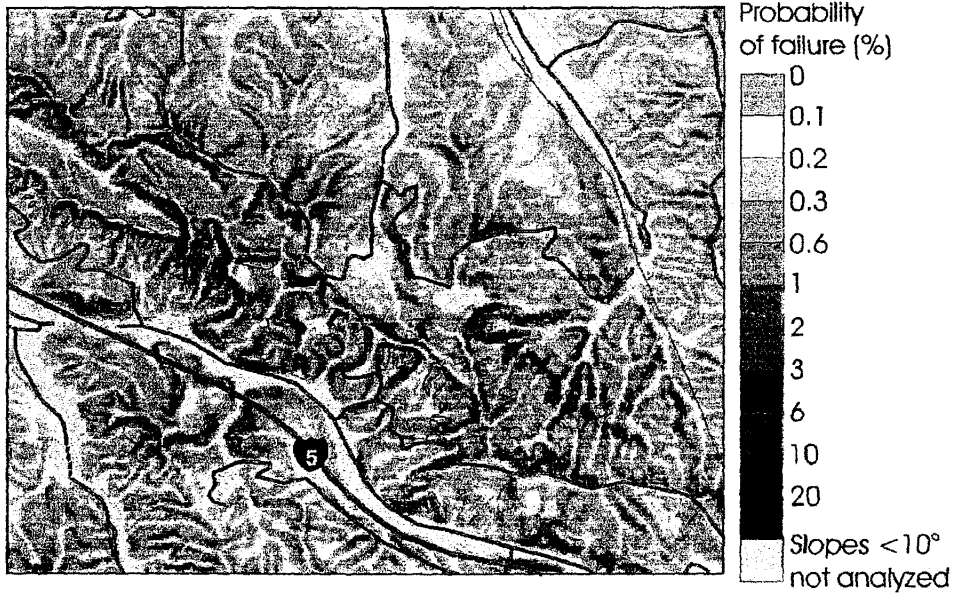
其中 $P(f)$ 為 Landslide source area 百分比
 m 為最大之 Landslide source area 百分比
 D Newmark 位移
 a 及 b 為迴歸常數

由 Northridge 地震所求得之迴歸曲線方程為

$$P(f) = 0.335 [1 - \exp(-0.048D^{1.565})] \quad (5)$$

其相關係數相當高 ($R^2 = 97\%$)。

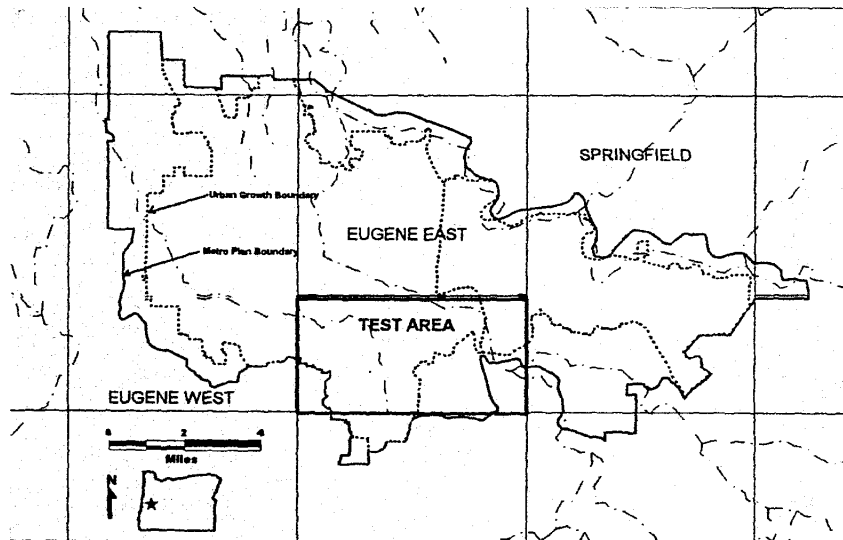
10.繪製地震山崩危險度圖(圖十二)



圖十二 Oat Mountain 地區之 Northridge 地震山崩危險度圖。

經由圖十一及方程式 5，可以得到每一方格之 Newmark 位移及其山崩發生機率，並完成地震山崩危險度圖(圖十二)。

五、地震山崩潛勢分析(三)



圖十三 研究區位置圖。

美國地調所與 Oregon Department of Geology 和 Mineral Industries (DOGAMI) 曾合作發展 Eugene-Springfield in Lane County, Oregon (圖十三) 之地震山崩危險度分級圖。

該研究主要是以 GIS 動態分析 1. 地層分佈, 2. 岩體工程性質, 3. 坡度, 4. 水文, 5. 山崩分佈, 6. 人為影響 7. 地震特性等, 以得到地震山崩危險度圖。

分析時依坡度分為三類。坡度大於 25 度時, 依風化程度、膠結程度、節理開口、水文之不同做評估。坡度介於 25 度及 5 度地區(主要為 heterogeneous colluvium), 則依坡度、岩體工程性質、地震特性進行動態邊坡穩定分析。坡度小於 5 度時, 則進行土壤液化及側滑評估。合併分析結果產生包含很高、高、中、低、穩定等五個邊坡穩定分析等級比例尺為 1:24,000 之成果圖。

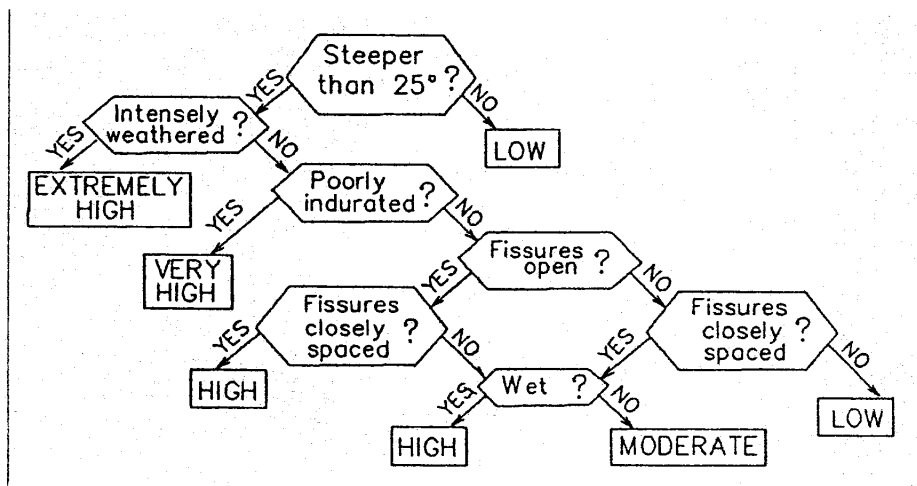
在 20 平方英哩之試驗區進行初步分析, 分成 4 個 GROUP 即山崩區 大於 25 度之陡坡區 5 至 25 度之中陡坡區及小於 5 度之緩坡區。

(一) 已崩地區

假設在地震時 為十分不穩定區, 故不需做進一步分析

(二) 大於 25 度之陡坡區

大於 25 度之岩坡, 在地震時 十分不穩定(Keefer, 1993)。各地質單位之工程性質包括風化程度、膠結程度、節理特性、水文性質等均 mapped in outcrops。每一露頭均給予一地質單位, 然後用 Keefer (1993) 之判別樹 (圖十四) 評估每一露頭之山崩潛勢。



圖十四 地震山崩潛勢判別樹圖(Keefer, 1993)。

每一地質單位並依下列公式計算其平均山崩密度

$$LS/km^2 = (32)(\% \text{ extremely high}) + (8)(\% \text{ very high}) + (2)(\% \text{ high}) + (0.125)(\% \text{ low})$$

本區平均山崩密度計算結果如表四，再依結果重新給定其山崩敏感度分級如表四第四欄。

茲以地質單位 Tub 為例，在全部 34 個露頭中，有 31 個露頭即 91% 屬高敏感，有 3 個露頭即 9% 屬低敏感，所以其山崩密度如下

$$LS/km^2 = 2 \times 0.91 + 0.125 \times 0.125 = 1.83$$

故其山崩敏感度分級屬於中等 (Medium)。

表四 不同岩層單位之山崩密度及潛勢。

	Geologic unit	Lithology	LS/km ²	DOGAMI rating
Tfb	Basalt flows	Basalt	10.82	High
Te	Eugene Formation	Sandstone	5.34	High
Tf	Fisher Formation	Volcaniclastics	2.73	High
Tub	Basalt flow breccias	Breccias	1.83	Medium
Ti	Mafic intrusions	Gabbro	1.30	Medium

(三) 5 至 25 度之中陡坡區

本區一般以出露非均質之崩積層為主，並假設以平面型及弧型深層滑動為主。而其分級係根據 Newmark (1965) 之動態邊坡穩定分析。

地震因子主要考慮二個控制事件：其一為規模 8.5 之隱沒帶 (Subduction zone) 深層地震及規模 6.5 之地震。其 Arias 強度則依下式求得：

$$\log(Ia) = M - 2\log R - 4.1$$

其中 Ia 為 Arias 強度，單位為公尺/秒，M 為地震規模，R 是震央之距離。

接著假設其破壞為無限邊坡破壞，再利用下列 Newmark (1965) 之方程式求得臨界加速度(ac)

$$ac = (FS - 1) g \sin \alpha$$

其中(ac)為臨界加速度，FS 為靜態安全係數，α 為坡度。則 Newmark 位移可由下式求得

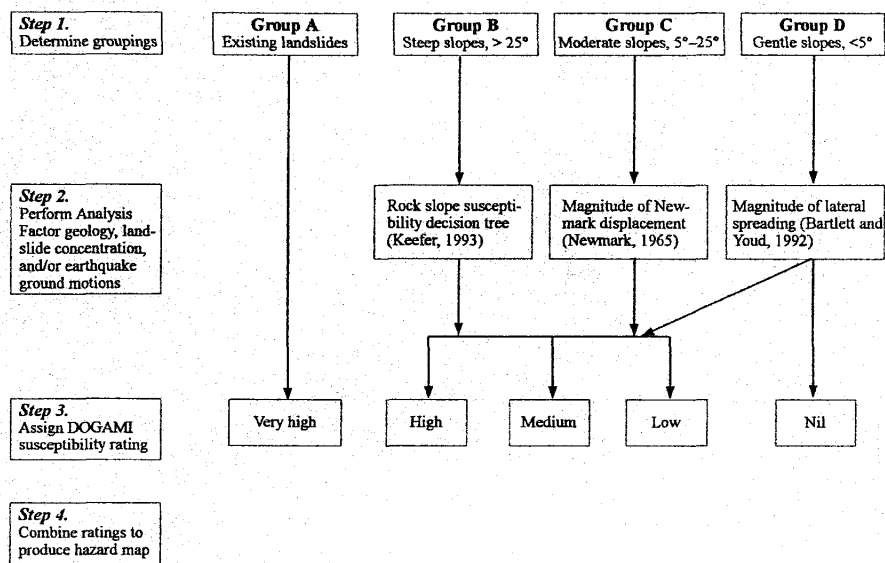
$$\log(D_N) = 1.460 \log Ia - 6.642 ac + 1.546$$

最後如圖十五之步驟，依求得之 Newmark 位移量給定其潛勢分級。

高 > 100cm > 中 > 10cm > 低

(四) 小於 5 度之緩坡區

本區以第四紀地層為主，其邊坡破壞以液化產生之側滑為主。選擇之震源為震央在 10 公里外規模 6.5 及震央在 100 公里外規模 8.5 之二個地震。首先，利用 SHAKE91 程式評估區域地質對地震產生之場址效應 (Site effect)，加速度時間歷史 (Acceleration time history) 之岩體加速度峰值 (Peak rock acceleration) 採用 0.34g，並輸入



圖十五 潛勢分級流程圖。

SHAKE91。由 SHAKE91 求得之地表加速度峰值 (Peak surface acceleration) 則用於土壤液化分析，其分析方法分別為 Robertson and Fear (1996) 和 Andrus and Stokoe (1996) 等所發展之方法。

六、地震山崩與土石流及沖積扇之關係

根據一些歷史性地震山崩之紀錄 (表五)，地震山崩之影響範圍可由 38 平方公里至 31,000 平方公里，這些地區均包括分佈廣泛之陡坡，而剝蝕所佔面積由智利 1960 年地震山崩之 2.8% 至厄瓜多爾 1987 年及加州北嶺 1994 年地震山崩之高達 75% (表五)。同時，在陡坡分佈廣泛地區也可能因地震山崩而產生大量的疏鬆材料。例如 1950 年印度的 Assam 地震 (M=8.6) 造成的陡坡崩落土方達 47,

000,000,000 立方公尺(表六),而即使如 1957 年發生在加州 Daly City 之小地震(ML=5.3),也造成崩落土方達 67,000 立方公尺(表六)。如將表五各地區地震山崩之地震規模與崩落土方關係予以迴歸(圖十六),則可以發現地震規模分別為 6.0, 7.0, 8.0 之地震山崩,其崩落土方將分別為 1,600,000、45,000,000 及 1,300,000,000 立方公尺。而這些土方將在地震後陸續被搬運至更遠的下邊坡或河川下游。

1970 年巴布新幾內亞的 Madang 地震(Ms=7.1)造成岩屑崩(Debris avalanches)、落石、土壤滑移(Earth slides)等不同型的山崩,其分佈廣達 240 平方公里,剝蝕面積佔 25%(表五)。岩屑崩在幾秒鐘內即崩滑至遠離陡坡之河川裡,其細粒材料則被河水帶到離崩塌地 10 至 40 公里遠的海裡(Pain and Bowler 1973)。地震一個月

表五 歷史性地震山崩紀錄。

Earthquake Location	Earthquake Date	Earthquake Magnitude ^a	Planimetric Area over which Denudation Measured (km ²)	Percent of Slope Area Denuded (%)	Slope Area Denuded (km ²)	Reference
Chile	22 May 1960	9.5	9,700	>2.8	> 250	Vöthel and Ashton (1978)
Assam, India	15 Aug 1950	8.6	31,000	33	10,330	Mather (1953)
Terricelli Mts., Papua New Guinea	20 Sep 1935	7.9	1,662	8	133	Garwood et al. (1979) from data in Simonetti (1967)
Guatemala	4 Feb 1976	7.6	See Fig. 12	5 to >50	n.d.	Harp et al. (1984)
San Juan, Argentina	23 Nov 1977	7.4	700	13-20	91-140	Interpretation of airphotos by the author
Northeast Ecuador	5 Mar 1987	7.2	90	75-100	>6c	Schuster et al. (1996)
Northeast Ecuador	5 Mar 1987	7.2	430	25-75	108-322	Schabus et al. (1990)
Madang, Papua New Guinea	31 Oct 1970	7.1	240	25	60	Pain and Bowler (1973)
Darien, Panama	11 Jul 1976	7.0	160	20	33	Garwood et al. (1979)
Darien, Panama	11 Jul 1976	7.0	191	11	21	Garwood et al. (1979)
Arthur's Pass, New Zealand	9 Mar 1959	6.9	820	30-50	246-410	Adams (1980)
Norbraffe, Calif., USA	17 Jan 1994	6.7	n.d.	>75	n.d.	Harp and Wilson (1995)
Mammoth Lakes, Calif., USA	25 May 1980	6.2	38	5	2	Measurements by the author from data in Harp et al. (1984)
Mammoth Lakes, Calif., USA	25 May 1980	6.2	158	4	6	Measurements by the author from data in Harp et al. (1984)

^a Magnitudes in bold are moment magnitudes; others are Richter surface-wave magnitudes; n.d. signifies no data.

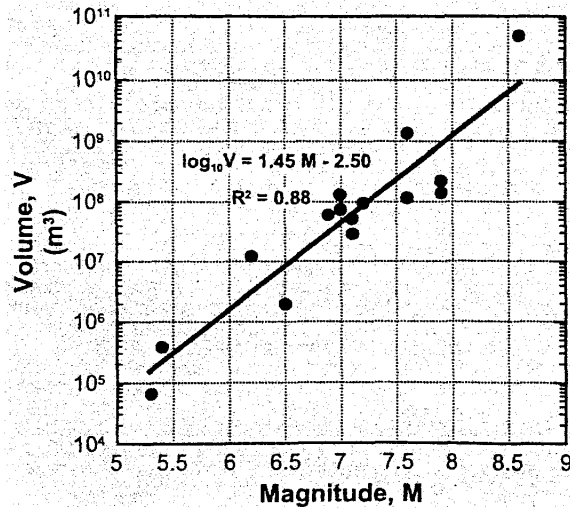
表六 歷史性地震山崩崩塌土方表

Earthquake Location	Earthquake Date	Earthquake Magnitude	Volume of Landslide Material (m ³)	Reference
Assam, India	15 Aug 1950	8.6	4.7 × 10 ¹⁰	Mather (1953)
Terricelli Mts., Papua New Guinea	20 Sep 1935	7.9	2.15 × 10 ⁹	Simonetti (1967)
Peru	31 May 1970	7.9	1.4 × 10 ⁸	Plafker et al. (1971)
Bufile, New Zealand	17 Jun 1929	7.6	1.3 × 10 ⁸	Adams (1980)
Guatemala	4 Feb 1976	7.6	1.16 × 10 ⁸	Harp et al. (1981)
Northeast Ecuador	5 Mar 1987	7.2	9.5 × 10 ⁷	Nieto et al. (1991); Schuster et al. (1996)
Madang, Papua New Guinea	31 Oct 1970	7.1	5.2 × 10 ⁷	Adams (1980)
Darien, Panama	11 Jul 1976	7.0	2.8 × 10 ⁷	Pain and Bowler (1973)
Lowry Pass, Calif., USA	17 Oct 1989	7.0	1.3 × 10 ⁷	Garwood et al. (1979)
Arthur's Pass, New Zealand	9 Mar 1959	6.9	7.5 × 10 ⁷	Keeler et al. (1991); Manson et al. (1992); Weber and Nolan (1992)
Coalinga, Calif., USA	2 Mar 1983	6.5	5.9 × 10 ⁷	Adams (1980)
Mammoth Lakes, Calif., USA	25 May 1980	6.2	1.9 × 10 ⁷	Harp and Keeler (1990)
San Salvador, El Salvador	10 Oct 1986	5.4	1.2 × 10 ⁷	Harp et al. (1984); Keeler and Wilson (1989)
Daly City, Calif., USA	27 Mar 1957	5.3	3.78 × 10 ⁶	Rymer (1987)
			6.7 × 10 ⁶	Bonilla (1960)

^a Magnitudes in bold are moment magnitudes; others are Richter surface-wave or local magnitudes. Total volumes of landslides generated by Peru and Ecuador earthquakes are logarithmic averages of published determinations.

後,斜坡上的殘留的崩落土方已全數沖失,而裸露的斜坡上被逕流沖出無數的沖蝕溝。六個月後,一半的土方已被搬運至海裡(Pain and Bowler 1973)。

秘魯南部 Osmore 流域在 Moquegua 和 Ilo 河沖積平原周邊存在一些大的沖積扇。由於這個地區氣候屬於乾燥地區,因此土石流僅於艾爾尼諾(El Nino)帶來強烈暴風雨時發生,其再發期約 10-25 年。Osmore 流域的沖積扇是由多次的土石流堆積而成,這些土石流是



圖十六 地震山崩規模與崩塌土方關係圖(Keefer, 1994)。

在 1604 年規模 8.4 的地震後數年內所發生的。而第一次的土石流可能於 1607-08 年地震後的第一個艾爾尼諾事件侵襲時發生。這些土石流的特色有三：一、非常巨厚，二、低含水量，三、大部份為粗粒角礫狀碎屑。

由上述可知地震山崩對沖積扇的影響有四，一、於沖積扇扇面直接堆積崩塌土方，二、擾動、搬移沖積扇既有材料，三、改變河流流域之特性，四、後續由河流或土石流搬運至沖積扇。

茲分述如下。

(一)於沖積扇扇面直接堆積崩塌土方

佔地震山崩多數的落石、碎岩滑動(Disrupted rock slides)、碎屑或碎土滑動(Disrupted debris or earth slides)可能在滑動數十至數百公尺後，堆積於崖錐堆積或沖積扇面上。而較少發生的泥流、土石流、岩崩(Rock avalanches)、岩屑崩(Debris avalanches)、土崩(Earth avalanches)則可將崩塌土方堆積在數公里遠的地方。由於泥流、土石流、岩崩、岩屑崩、土崩搬運距離遠，搬運土方大，因此雖然較少發生，卻是沖積扇加積的最重要來源。

Blair and McPherson (1994a, 1994b) 將沖積扇的演育分為幾個階段，首先為山麓前源崖錐之加積作用，第二階段開始形成沖積扇，第三階段時由於各種型式之崩塌土方不斷的加積，導致沖積扇開始向下游延伸，其坡度也開始變緩。一般而言，落石、碎岩滑動、碎屑或碎土滑動對沖積扇前期之加積作用較為重要，而整個沖積扇的演育則以泥流、土石流、岩崩、岩屑崩、土崩最為重要，因為這些型式的崩塌可以在緩坡上將崩塌土方輸送到遠處。

(二)擾動、搬移沖積扇既有材料

地震山崩可能發生於沖積扇，並進而擾動、搬移沖積扇既有材料。由於崩裂型(Disrupted)山崩一般發生於坡度大於 20 度的地方，所以除了深切的河岸外，不容易發生於沖積扇地區。沖積扇地區最常發生的地震山崩類型仍以崩滑(slump)、塊體滑移(Block slides)、側移(Lateral spreads)為最多，這些類型的崩塌較常發生於地下水面接近地表的地區。而塊體滑移、側移則最常發生於細粒、砂及(或)粉砂含量高的地質材料中(Keefer, 1984)。

(三)山崩所引發之集水區(Drainage basin)之改變

集水區之特性包括其大小、形狀、河流網絡、基岩性質、堆積材料之組成及數量、植生等。由於地震山崩可能於僅僅數分鐘內於廣大區域內形成大量山崩，因此其特性更為顯著。

由於地震山崩常沿麓山前緣(Mountain front)或坡度較陡之集水區發生，因此常造成麓山前緣之後退或集水區之擴大。同時由於邊坡張裂縫、沖蝕溝之形成或加深，也是河流網絡延伸之原因。而山崩往往造成邊坡之不穩，而引發新的山崩。

(四)地震山崩造成之土方堆積

地震山崩可能是區域性土方堆積之主要來源。以規模 8.0 之地震山崩而言，平均可產生達十億立方公尺之土方(表六)。Keefer (1994)曾利用 12 個地震活躍地區之地震山崩，以分析了解長期山崩土方堆積之模式。這個模式指出，此 12 個地區中有四個地震山崩土方堆積最高可達大於 $200 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ 。

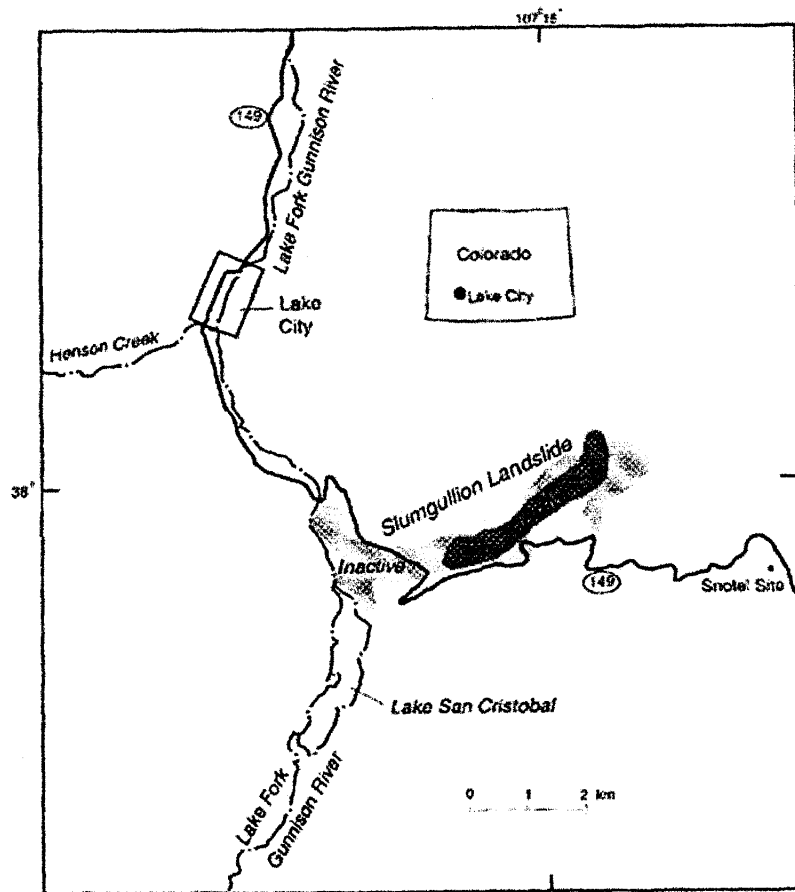
根據 Pearce and Watson (1986)之研究，山崩材料之水流搬運作用與其粒徑十分有關，一般而言，砂及小礫 (granules and pebbles) 的搬運距離在 5-10 km 左右，更細的材料則搬運的更遠，也因此沖積扇也大部份由這些砂、小礫及更細的材料組成。

七、GPS 之山崩監測

在美國有關山崩監測研究中最有名的地點要數位於科羅拉多州 Lake City 之 Slumgullion 山崩(圖十七)。由於這個山崩在過去 300 年持續在活動，而且自 1876 年至今已有不少人進行調查，因此目前已成為一個重要的山崩實驗室。在 Slumgullion 山崩進行的山崩調查研究工作很多，本項主題主要與 Dr. Savage 討論他們在 Slumgullion 山崩所做的監測工作。

過去 35 年 USGS 利用一般的測量方法在 Slumgullion 山崩中段較狹窄的地方所量到的平均移動速度分別為每天 1.6cm 及 0.4cm。自 1993 年 USGS 開始利用 GPS 進行量測，在總長不到 5 公里的基線上設置 7 個 GPS 站，其中 5 個設於較為活動的山崩中段地方，1

個在較為穩定的地方，另 1 個則靠近崩崖。每一測站至少量測 2 次，其中大部份量測 4 次，每次 4-6 個小時。介於穩定測站 SE11 及位於移動最快部份的測站 GP01 間之測線則量測高達 9 次。參考測站 (Reference station) SE11 之定位誤差在南北及東西方向之水平誤差分別為 3 及 3.5cm，垂直誤差為 5cm。山崩中段較狹窄的地方所量到的日平均移動速度約為 1.2-1.5cm (表七)，與利用傳統測量方法、Creepmeter 及影像分析方法所量測之成果十分近似。



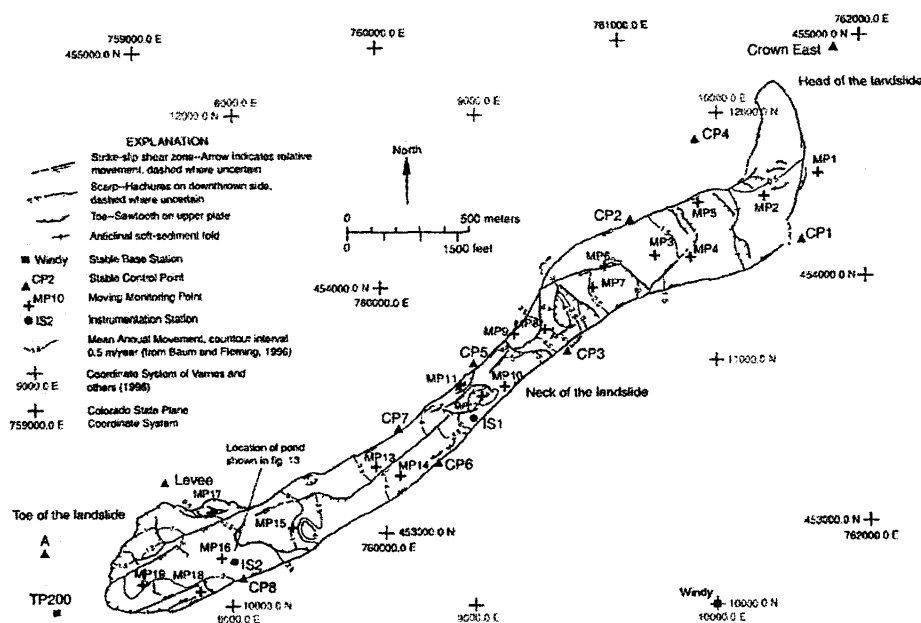
圖十七 Slumgullion 山崩位置圖。圖中並顯示其活動及不活動部份。

表七 Slumgullion 山崩位速度表

Station	Velocity (cm/day)
SE11	Fixed
GP01	1.5±0.3
GP02	0.9±0.4
GP03	1.3±0.2
GP05	1.2±0.3
TO3A	0.3±0.2
GP06	0.4±0.2

最近，USGS 的 Coe (2000) 等人於 1998 年七月至 1999 年七月期間也在 19 個 GPS 站做了六組資料，監測結果顯示 Slumgullion 山崩之年平均位移量也是以山崩頭部和足部的地方較小，而以山崩中段較狹窄的地方其年平均位移量最高 (圖十八)。年位移量則以山崩頭部 (MP1) 之 0.15 m 最小，以山崩中段(MP12)之 7.3 m 最大。日平均位移量以 MP1 之 <0.001 m/天 最小，以 MP12 之 0.020 m 最大。

監測結果也顯示在不同季節在山崩之不同部份，其位移量變化也很大。在 19 個 GPS 站中有 15 個 (MP1-MP15) 之最



圖十八 Slumgullion 山崩地表特徵、等位移線、GPS 測站位置、及控制點位置圖。

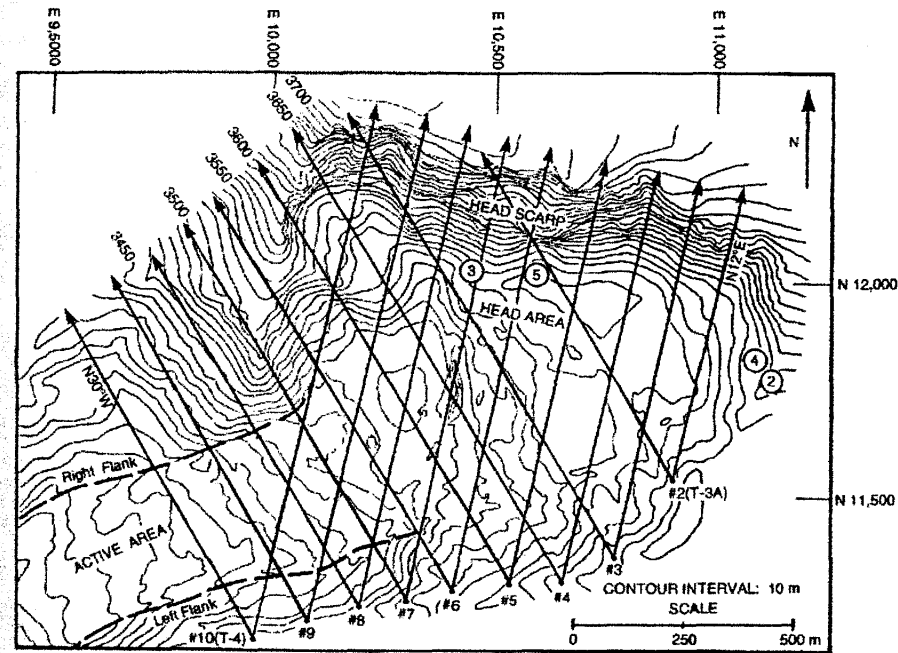
大位移量發生在五月十二日和七月二十八日之間 (相當於夏季)。其他 4 個靠近山崩頭部位於低海拔之 GPS 站(MP16-MP19) ，其最大

位移量發生在三月二十四日和五月十二日之間(相當於春季)。除了 MP17 以外，其他測站之最小位移量發生在一月六日和三月二十四日之間。MP17 之最小位移量發生在十月二十二日和一月六日之間。

山崩位移量之季節性變化可能地下水位之變化。因為降雪時，地面結凍，地下水位降低，而地面解凍時，雪水及降雨可以入滲，使地下水位升高。這個假設可以由土壤含水量 (Soil-water content)、山崩位移量、土壤溫度等變化得到證實。一般而言，山崩位移量隨氣溫之升降而增減。因此最大位移量在不同季節發生在山崩不同部份的原因，可能與山崩足部及其上部地區海拔不同有關。因為山崩足部之氣溫比其上部地區高約 2-5°C，使地面在早春就解凍，也使山崩位移量增加。

八、近景攝影之山崩監測

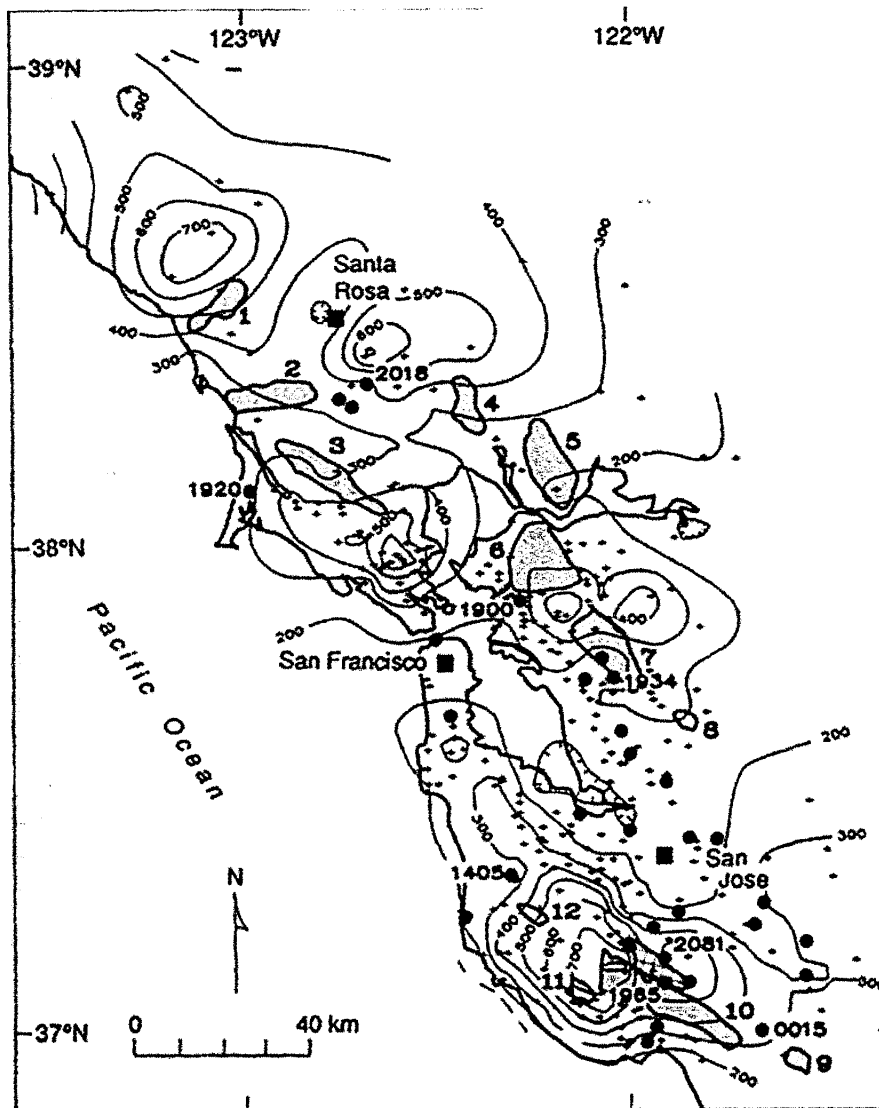
利用不同時間所拍的航照或地面所拍的相片立體對可以分析山崩地形之變異，一般以航照立體對判釋較為常用，USGS 則嚐試利用地面所拍的相片立體對來分析 Slumgullion 山崩之主崩崖後退的變異情形。其方法為在滑動面之一側約一公里長的基線上每隔 100 公尺設置一個共九個永久性照相站(圖十九)，再利用這九個照相站



圖十九 永久性照相站位置圖。其照相方向分別為 N 12° E 及 N 30° W。

以 Hasseblad 相機拍攝一系列的立體相對，最後以這些立體對繪製垂直地形圖 (Vertical topographic map)，經由比較二次不同時間之 DTM 即可算出主崩崖後退量及土方量。由於地面拍相片立體對相對於拍航照較為便宜且時間上容易把握，因此值得推廣。

九、暴雨引致山崩之即時監測

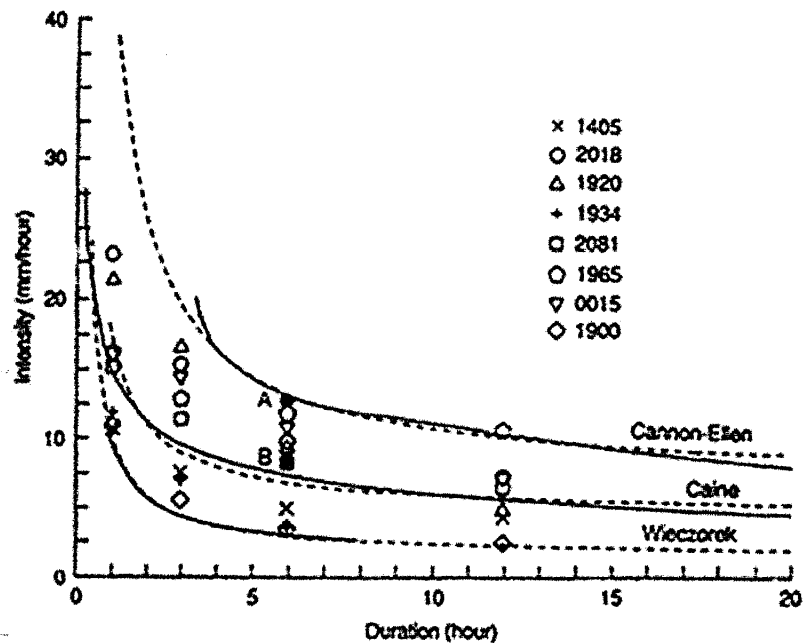


圖二十 主要山崩 (陰影部份, 1-12)及 ALERT 無線自記式雨量計(黑點部份) 位置圖, 累積等雨量線圖(1986年二月12-21日, 等雨量線間隔 100 mm)。

加州舊金山灣區長久以來就有山崩的問題。例如 1906 年四月十八日的舊金山地震山崩最少造成 11 人死亡，及相當大的財物損失。1906 年以來，最嚴重的山崩發生於 1982 年一月三日至五日，由於在 34 小時內降雨 616mm 之暴雨共引發數千個山崩，這些山崩大部份屬於土石流型式，共造成 25 個人喪生及 66,000,000 美金之財物損失。由於這個山崩之嚴重災情，也導至 USGS 在舊金山灣區建立全美第一個及時山崩預警系統(圖二十)，並成功地在 1986 年 2 月 12 日至 21 日之暴雨時預測山崩並發佈警報。由於舊金山灣區之山崩主要為土石流，所以這個系統也以土石流預警為主。

一般而言，只要有地質材料之剪力強度、密度、地形、水文等資料，即可進行山崩分析，但是在像舊金山灣區這樣面積遼闊地形複雜的地區則有必要再合併 降雨與山崩的關係進行分析。

Caine (1980)以世界性之降雨強度及延時資料求得降雨與發生土石流之經驗關係(圖二十一)。Wieczorek (1987)及 Cannon and Ellen (1985) 則另以舊金山灣區之歷史性降雨強度及延時資料求得降雨與發生土石流之經驗關係(圖二十一)。Keefner(1987)在進行監測時，主要是利用 ALERT 即時雨量站網蒐集即時雨量，再與 Cannon and Ellen (1985)之警戒值比較，在一些潛勢高的地區則用 Wieczorek (1987) 之警戒值。ALERT 即時雨量站原為防洪所設立，此站網在

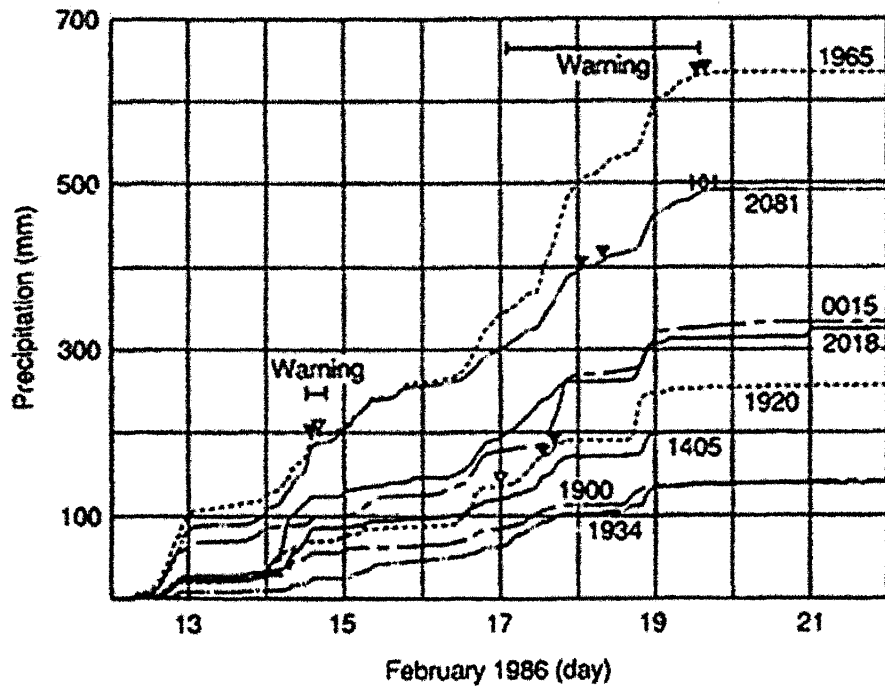


圖二十一 發生土石流之降雨強度與降雨延時門檻值關係圖。

舊金山灣區共有 45 個站，可以每 1mm 計量並傳回雨量資料一次。USGS 有一接收站，可以接收並分析 ALERT 雨量資料。同時，由 NSW 每天二次（遇暴雨時次數更多）發佈之降雨預報，可以預測舊金山灣區每一地點之雨量。

1986 年 2 月 12 日至 21 日之暴雨期間，於 2 月 14 日中午由於累積雨量已超過 250-400 mm，同時依 NSW 之降雨預報，未來六小時降雨強度可能達到 1.27mm/hr，略低於 Cannon and Ellen (14) 之警戒值(圖二十一 A 點)，因此 USGS 發佈第一個山崩警報。而依據文獻，在 Lexington Burn 及洛杉磯山區為山崩高敏感區，故雖然其降雨預報低於 Cannon and Ellen (14) 之警戒值(圖二十一 B 點)，USGS 仍依 Wiczorek (13) 之警戒值發佈該地區之山崩警報。第二個山崩警報則於二月十七日發佈，於二月十九日解除警報。

在 2 月 12 日至 21 日之暴雨期間，有 10 個山崩因發生時有相關之通報紀錄，因此可確定其時間。由圖二十二可以發現其中 8 個發

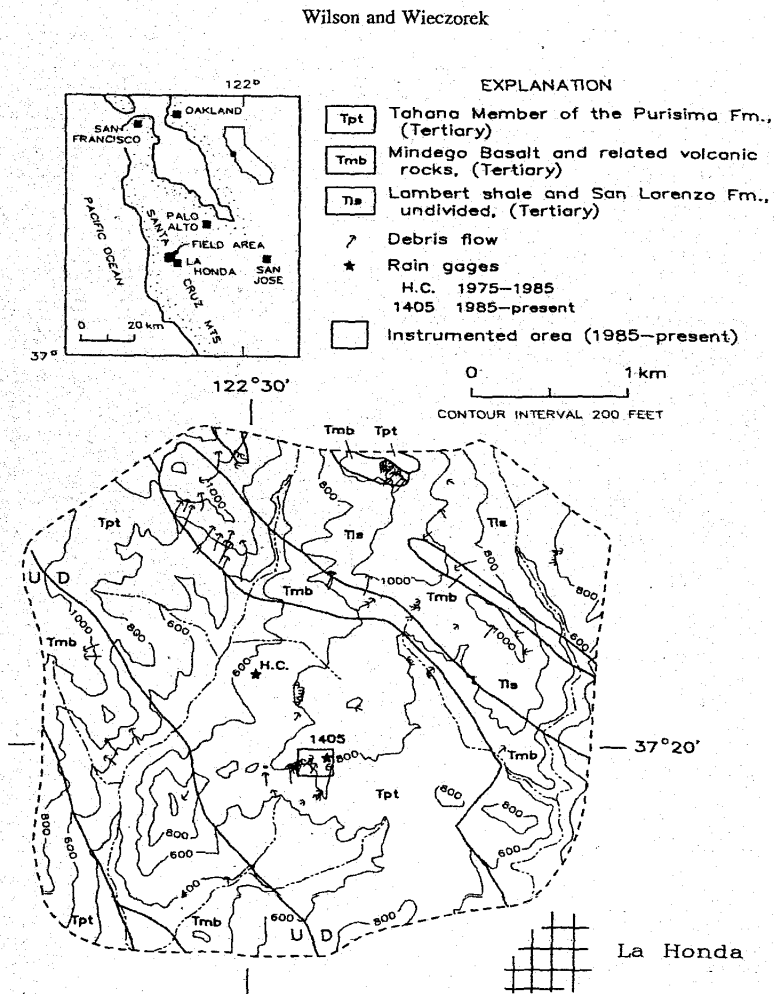


圖二十二 1986 年二月 12-21 日暴雨時，ALERT 雨量計(見圖二十七)之累積雨量紀錄。Warning (水平直線)代表發佈預警之時間，空心方塊代表目擊山崩發生時間，實心三角代表目擊土石流發生時間。

生於警報期間，其他 2 個則略早於及略晚於警報期間。

十、降雨引致土石流之監測

本主題為與 Dr. Wilson 討論以降雨進行土石流之監測方法。為了解暴雨、淺層孔隙壓力(Shallow-hillslope pore pressure) 與土石流警戒值之關係，Dr. Wilson 以 La Honda, California 附近 Santa Cruz Mountain 一個 10 平方公里的地區做為研究區(圖二十三)，並以 Leaky Barrel Model 模擬降雨與淺層孔隙壓力之關係。在這個模式



圖二十三 La Honda, California 附近 Santa Cruz Mountain 研究區之地質簡圖、1975-1983 年發生之土石流位置圖及雨量計位置圖。

中，Barrel 依降雨強度注水，依 Barrel 水位 Z 及排水係數 K_d 相乘之積排水。如累積雨量大於臨界水位 Z_c ，則會發生山崩。故土石流警戒值即由 K_d 及 Z_c 決定。而利用此模式即可以回推山崩潛勢區之 K_d 及 Z_c ，在本研究區，其值分別為 $K_d = 0.85/\text{hr}$ 及 $Z_c = 8.5 \text{ mm}$ 。其中一個警戒值是由 Wieczorek (1987) 利用 La Honda, California 附近一個 10 平方公里研究區及自 1975 至 1984 之降雨資料的經驗分析所發展者。

Wieczorek 自 1975 至 1984 年記錄了九年間 11 個暴雨所造成之 110 個土石流 - 其中 74 個發生於 1982 年。經由比較不同暴雨之季節性累積雨量、暴雨降雨強度、降雨延時，顯示只有季節性之累積雨量超過 280mm 時才可能發生土石流。同時，可以畫出土石流警戒值曲線，以區分最少發生一個土石流之暴雨警戒值下限。

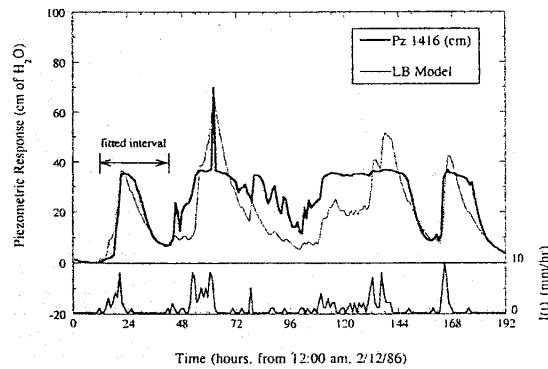
本研究在於利用 Leaky Barrel Model 數值模型發展 La Honda 地區第二代之警戒值。

自 1975 年開始在 La Honda 地區之預警調查工作包括地質調查、鉆探、工程地質取樣及試驗、水壓及雨量計測等。原本用於深層滑動及塊體滑動之預警研究，其後發現 La Honda 地區對土石流潛感也很高。1985 年預警系統更新，於坡頂及坡腳增設自記式雨量計並每小時記錄水壓及位移量。水壓計深度在 300 至 1500mm。

降雨資料之範圍從 10 平方公里 (Wieczorek) 至全世界 (Caine)。Cannon and Ellen (1985) 可以預測較多的土石流，而 Wieczorek (1987) 之警戒值僅預測一個或數個土石流。同時，一個暴雨可能為多個降雨強度及降雨延時之組合，故可能很難判定到底是那個組合產生土石流。故有必要發展數值模型以改進這些不確定性。

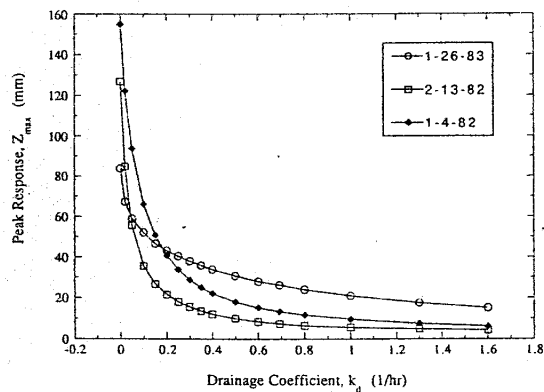
Campbell (1975) 認為加州南部很多土石流都由於地質材料因孔隙水壓增加，導致剪力強度喪失，造成淺層崩塌再誘發形成土石流。除了暴雨外，暴雨前的季節性累積雨量也是發生土石流的必要原因之一，此季節性累積雨量依 Campbell (1975) 之估計約為 254mm，依 Wieczorek (1987) 之估計則約為 280mm。Johnson and Sitar (1987) 在 Briones Hills (在 La Honda 北北東 70 公里) 之研究發現，在同樣降雨強度下，地質材料在濕的情況下比在乾的情況下易產生正孔隙水壓 (positive pore pressure)。

利用水壓計之記錄資料及經由 LB Model 所模擬之水頭曲線，顯示二者十分吻合(圖二十四)。



圖二十四 同一降雨下之水壓記錄與 Leaky Barrel 模式預測值之比較。水壓記錄為 1986 年二月 12-19 日暴雨之實測資料。Leaky Barrel 模式之 $k_d = 0.10/\text{hr}$, $n = 0.043$ 。

由於一個暴雨可能為多個降雨強度及降雨延時之組合，因此單一的 Leaky Barrel 將無法模擬整個區域之警戒值，因而採用一個 Leaky Barrel 系統來進行模擬，以求取其 Barrel 水位反應峰值 (Peak response) Z_{max} 及排水係數 K_d 。圖二十五為研究區三個暴雨之水位反應峰值圖，分別為 1983 年 1 月 26 日之降雨强度高 ($I_{max} = 28.8\text{mm/hr}$) 降雨延時短 ($T_d = 11\text{hr}$)、1982 年 2 月 13 日之降雨強度低 ($I_{max} = 8.1\text{mm/hr}$) 降雨延時長 ($T_d = 69\text{hr}$) 之暴雨，及 1982 年 1 月 4 日之降雨强度高 ($I(t) = 5\text{mm/hr}$ for 16hr) 降雨延時長 ($T_d = 39\text{hr}$) 之三個暴雨。



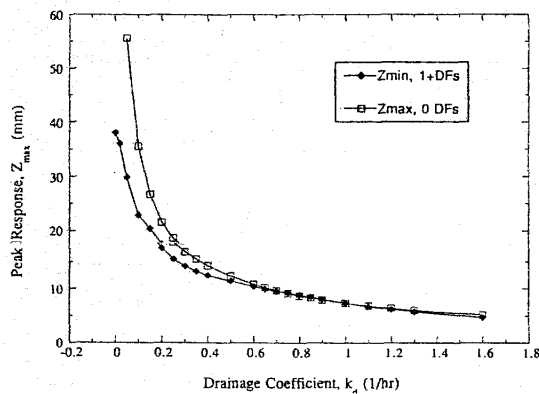
圖二十五 La Honda 地區三場暴雨(1983 年一月 26 日，1982 年二月 13 日，1982 年一月 4 日)以 Leaky Barrel 模式求得之反應峰值與排水係數關係。

1983 年 1 月 26 日暴雨之累積雨量 ($R_t = 84\text{mm}$) 比 1982 年 2 月 13 日之暴雨累積雨量 ($R_t = 127\text{mm}$) 低，但前者在 $K_d > 0.05/\text{hr}$ 的

部份有較高之水位反應峰值。在 $K_d > 0.2/\text{hr}$ 的部份，雖然 1982 年 1 月 4 日之暴雨有較高之累積雨量 ($R_t = 155 \text{ mm}$)，但其水位反應峰值則比 1983 年 1 月 26 日之暴雨低。顯示 Leak Barrel 模式之水位反應峰值常隨排水係數 K_d 之增加而減少，但在低排水係數 K_d 部份則與累積雨量之相關性較高，在高排水係數 K_d 部份則與降雨強度之相關性較高。

為求得預警值，本研究描繪二條曲線 (圖二十六)，第一條代表最少產生一條土石流之最小水位反應峰值 Z_{\max} 與排水係數 K_d 之關係曲線。第二條代表在先期累積雨量達 280mm 後發生暴雨但無土石流發生之之最大水位反應峰值 Z_{\max} 與排水係數 K_d 之關係曲線。由圖二十五顯示在 La Honda 地區之土石流預警值或水位反應峰值 Z_{\max} 為 8.5mm， $K_d = 0.85/\text{hr}$ 。

本研究並嘗試經由二個因子建立雨量與土石流數量之定量關係，其中一個因子為 a) 水位反應峰值 Z_{\max} ($K_d = 0.85/\text{hr}$ 時) 超過預警值 ($Z_c = 8.5\text{mm}$) 之程度，以 $Z_{\max} / Z_c - 1$ ，另一個為 b) 累積水位 ($Z(t)$) 大於 Z_c 之降雨時間，以 $T; Z(t) > Z_c$ 。將 La Honda 地區超過預警值之暴雨之二個因子值及土石流數量 (N_{df}) 列於表八，可以發現第一個因子 $Z_{\max} / Z_c - 1$ 和土石流數量 (N_{df}) 之相關性很低，其相關係數只有 0.218，而因子 $T(Z(t) > Z_c)$ 和土石流數量 (N_{df}) 則有很高的相關性，其相關係數達 0.968。本研究並以此二因子導出土石流數量 (N_{df}) 公式如下：



圖二十六 二種情況下，以 Leak Barrel 模式求得之反應峰值與排水係數關係。1. La Honda 地區暴雨引發一或多個土石流之排水係數與最小反應峰值關係(空心方塊)，2. La Honda 地區暴雨未能引發土石流之排水係數與最大反應峰值關係(實心方塊)。

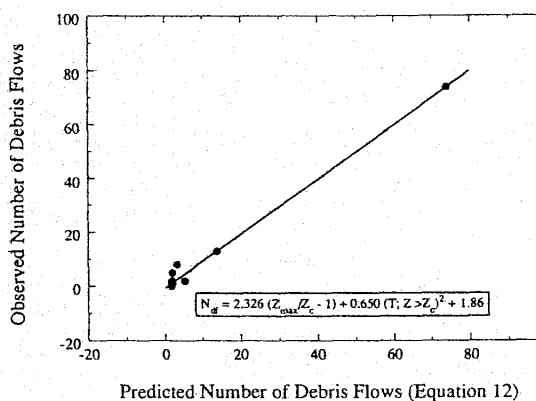
表八 各場暴雨之降雨參數

Storm	I_{max} (mm/r)	Total Rainfall (mm)	Total Duration (hr)	Z_{max} (0.85/hr) (mm)	Time for $Z > Z_c$ (hr)	Number of Debris Flows
Storms that triggered at least one debris flow:						
2-13-79	10.2	55.9	22	8.6	0.05	1
2-18-80	10.2	45.7	18	9.0	0.3	1
12-29-81	7.6	56.6	33	8.6	0.3	5
1-4-82	10.9	154.9	39	11.1	10.5	74
12-20-82	8.9	99.6	58	8.6	0.1	2
1-22-83	10.7	103.1	50	10.5	1.2	8
1-26-83	28.8	83.8	34	23.0	3.5	13
2-25-83	9.7	30.0	12	8.5	0.01	1
3-13-83	10.2	38.1	6	8.9	2.3	2
Storms that occurred after a seasonal rainfall of >280 mm but that triggered no debris flows:						
3-12-81	9.7	58.9	13	8.3	0	0
2-13-82	8.1	126.8	69	6.2	0	0
3-30-82	8.6	68.6	32	8.1	0	0
4-10-82	6.4	57.9	34	5.7	0	0
2-4-83	6.6	100.3	78	6.2	0	0

Note: The storm of 1-13-78 was deleted from the data set used by Wiczorek (1987) because it was not actually recorded in the La Honda study area.

$$N_{df} = \underbrace{2.326}_{(1.606)} (Z_{max} / Z_c - 1) + \underbrace{0.650}_{(0.026)} (T; Z(t) > Z_c)^2 + \underbrace{1.86}_{(0.93)} \text{-----Eq. 12}$$

下方括弧內之數字為標準差。圖二十七為表八各場暴雨真正發生之土石流數量與 Eq. 12 所預測之土石流數量之關係。



圖二十七 La Honda 地區實際發生之土石流數及方程式 12 所預測土石流數之關係圖。

肆、心得

一、1994 年的 Northridge 地震，引發了 11,000 個以上的大小山崩，分佈在 10,000 平方公里左右的地區。美國地地質調查所利用美國空軍在地震數小時後所拍攝的航照（比例尺 1:60000）進行地震山崩判釋，並轉繪於 1:24,000 的底圖上，完成詳細的(1)地震山崩登錄。同時根據(2) 200 個主震的強震記錄，(3) 1/24,000 地質圖，(4) 研究區之工程地質參數，(5) 研究區之高解析度 DTM 進行岩坡破壞機率分析，完成地震山崩潛感分級圖。由於地下水是山崩發生的重要機制，Northridge 地震時為乾季，故山崩分析時並未考慮地下水的影響，本所未來進行集集地震山崩分析時仍應評估地下水的影響。

二、在美國有關山崩監測研究中最有名的地點要數位於科羅拉多州 Lake City 之 Slumgullion 山崩。由於這個山崩在過去 300 年持續在活動，而且自 1876 年至今已不少人進行調查，因此目前已成為一個重要的山崩實驗室，其監測方法有二項頗值得推廣：

(1) 以 GPS 監測山崩變異量

由於測量精度的關係，一般的測量方法常需數以年計的時間間隔才能量測出山崩的變動量，使用 GPS 方法則只要十分之一甚至幾天的時間即可量得山崩變異量。

(2) 利用在地面所拍的相片立體對(近景攝影)監測山崩變異量

美國地質調查所嚐試利用地面所拍的相片立體對來分析 Slumgullion 山崩之主崩崖後退的變異情形。其方法為在滑動面之一側約一公里長的基線上每隔 100 公尺設置一個共 9 個永久性照相站，再利用這 9 個照相站以 Hasseblad 相機拍攝一系列的立體相對，最後以這些立體對繪製垂直地形圖，經由比對二次不同時間之 DTM 即可算出主崩崖後退量及土方量。由於地面拍相片立體對相對於拍航照較為便宜且時間上容易把握，因此值得推廣。

三、中央訂定規範，地方據以執行當地山崩調查計畫

美國目前的山崩調查研究政策，係由中央單位之美國地地質調查所就山崩之各種問題進行先驅研究，其成果即提供各地方政府做為執行當地山崩調查及分析之方法及規範，或由美國地地質調查所與各地方政府合作進行當地之山崩調查及分析。

四、規範標準之訂定先求有再求精，循序漸進

山崩災害敏感區劃設標準之訂定，常需耗費大量人力、物力及財力進行調查，並經由分析大量資料求得，故常曠日廢時，無法及時提供各界應用。美國目前一些地方政府比較務實的做法是先以少數幾個比較重要的山崩因子進行分析，完成精度較差之山崩災害敏

感區圖，然後再逐步完成以多因子分析之高精度山崩災害敏感區圖。例如西雅圖地區之山崩災害敏感區圖僅以岩層之 c 、 φ 值及坡度三個圖層分析完成，但要求使用者在敏感區內之開發案要進一步辦理詳細的地質調查，以達到減災防災之目的。

伍、建議

一、加速地震山崩調查

以往由於缺乏合適的場址及時機，台灣一直缺少地震山崩調查及分析成果。集集地震引發之大大小小的山崩有二萬個以上，透過這些地震山崩的調查，加上已有之大量高品質的集集地震主震強震記錄、中央地質調查所 1/50,000 地質圖及蒐集工程地質參數、製作高解析度 DTM，即可進行地震山崩潛感分級，因而可以提供一個很好的機會分析台灣地震山崩分佈的特性，評估地震山崩的危險度，做為未來進行台灣全區地震山崩調查分析之基礎。這些成果更是未來台灣地震山崩災害評估、地震山崩風險管理之依據。

二、建立山崩土石流災害監測體系

如本報告所言，由於美國在地質災害監測起步較早，故在 1986 年即有成功預報土石流災害之記錄。

台灣在短程而言，應及早分年分區完成山崩土石流災害地質觀測，了解山崩土石流災害之演育，定期評估其變異性。以便規劃調查及整治政策，提供訂定環境地質災害監測計畫之用。中程而言，應 1)完成全省山崩土石流災害歷史建置，以有效統計分析評估山崩土石流災害變遷趨勢及其衝擊。2)完成山崩土石流觀測體系之規劃及重要或災害性山崩土石流觀測。一則兼顧重要基地保全，一則觀測蒐集、分析在不同地質、地形、氣象環境下之山崩土石流發生機制參數，以為山崩土石流預警及整治之依據。3)應用、發展及建立本土性山崩土石流觀測科技及技術。最終目標為 1)完成山崩土石流觀測及資料之蒐集、分析，訂定山崩土石流災害防救標準。2)完成山崩土石流災害觀測資料庫。3)完成山崩土石流觀測體系設置及營運。

三、建立地方政府地質人力

美國在山崩調查之分工上，係由美國地質調查所進行山崩先驅研究，其成果提供各級地方政府做為當地山崩調查及分析之規範，或由美國地地質調查所與各地方政府合作進行當地之山崩調查及分析。

台灣由於地質環境複雜加上地形陡峭坡度變化急劇，因而在地質災害上常具區域性，因而有必要建立地方地質人力，以便在山崩調查、監測、分析、整治等工作上能因地制宜，同時因應這些工作所需要之長期地質人力。

陸、参考文献

- Ambraseys, N.A. and Menu, J.M. (1988) Earthquake-induced ground displacements. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, v. 16, 985-1006.
- Andrus, R.D. and Stokoe, K.H. (1996) Guidelines for evaluation of liquefaction resistance using shear wave velocity. Paper presented at NCEER Workshop on evaluation of liquefaction resistance, Jan. 4-5, 1996, Salt Lake City, Uta.
- Blanc, R.P. and Cleveland, G.B. (1968) Natural slope stability as related to geology, San Clemente area, Orange and San Diego Counties, California. California Division of Mines and Geology, Special Report 98, 19p.
- Blair, T.C. and McPherson, J.C. (1994a) Alluvial fan processes and forms, in Abrahams, A.D. and Parson, A.J., eds, *Geomorphology of Desert Environments*, London, Chapman & Hall, 354-402.
- Blair, T.C. and McPherson, J.C. (1994b) Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblage. *J. of Sedimentary Research*, v. A64, 450-489.
- Brabb, E.E., Pampeyan, E.H., and Bonilla, M.G. (1972) Landslide susceptibility in San Mateo County, California: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-360, scale 1:62,500.
- Brunori, F., Casagli, N., Fiaschi, S., Garzonio, C.A., and Moretti, S. (1996) Landslide hazard mapping in Tuscany, Italy-An example of automatic evaluation, in Slaymaker, Olav, ed., *Geomorphic Hazards*: New York, Wiley, p. 56-67.
- Caine, N. (1980) *Geogr.*, 62A, 23.
- Campbell, R.H. (1975) Soil Slip, Debris Flows, and Rainstorms in the Santa Monica Mountains and Vicinity, Southern California. USGS Professional Paper, 851, 51p.
- Cannon, S.H. and Ellen, S.D. (1985) USGS professional paper, 1434.
- Coe, J. A., Godt, J. W., Ellis, W. L., Savage, W. Z., Savage, J. E., Powers, P. S., Varnes, D. J. and Tachker, p. (2000) Preliminary interpretation of seasonal movement of the Slumgullion landslide as determined from GPS observations, July 1998-July 1999. USGS Open-File Report 00-102, 25 p.
- Cross, Martin (1998) Landslide susceptibility mapping using the matrix assessment approach-a Derbyshire case study, in Maund, J. G., and Eddleston, Malcolm, eds., *Geohazards in engineering geology*: London, Geological Society, Engineering Geology Special Publication 15, p. 247-261.
- Haydon, W.D. (1995) Landslide hazards in the Martinez-Walnut Creek area, Contra Costa County, California: California Division of Mines and Geology Open-File

- Report 95-12, scale 1:24,000.
- Jackson, M. E., Bodin P. W., Savage, W. Z. and Nel, E. M. (1996) Measurement of local horizontal velocities on the Slumgullion landslide using the Global Positioning System. In: *The Slumgullion Earth Flow: A Large-Scale Natural Laboratory*, USGS Bulletin 2130, 93-95.
- Jibson, R. W., Harp, E. L. and Michael, J. A. (2000) A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, 58, 271-289.
- Jones, F.O., Embody, D.R., and Peterson, W.L. (1961) Landslides along the Columbia River valley, northeastern Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 367, 98p.
- Keefer, D.K. (1984) Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95,406-421.
- Keefer, D.K. (1993) The susceptibility of rock slopes to earthquake-induced failure. *Assoc. Engineering Geologist Bull.*, v. 30, no. 3, 353-361.
- Keefer, D.K. (1994) The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope failure hazards in seismically active regions. *Geomorphology*, v. 10, 265-284.
- Keefer, D.K. (1999) Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans. *J. Sedimentary Research*, v. 69, no. 1, 84-104.
- Keefer, D.K. (2000) Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution – the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology*, 58, 231-249.
- Keefer, D.K., Wilson, R. C., Mark, R. K., Brabb, E. E., Brown, W. M. III, Ellen, S. D., Harp, E. E., Wicoreoc, G. F., Alger, C. S. and Zatzkin R. S. (1987) Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science*, v.23, 921-925.
- Keefer, D.K., Griggs, G.B., and Harp, E.L. (1998) Large landslides near the San Andreas fault in the Summit Ridge area, Santa Cruz Mountains, California, in Keefer, D.K., ed., *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989-Landslides*: U.S. Geological Survey Professional Paper 1551-C, p. C71-C128.
- Majmudar, H.H. (1996b) Landslide hazards in the Las Trampas Ridge quadrangle and parts of the Diablo quadrangle, Alameda and Contra Costa Counties, California: California Division of Mines and Geology Open-File Report 95-15, scale 1:24,000.
- Marshall, G.A. Stein, R.S. and Thatcher, W. (1991) Faulting geometry and slip from coseismic elevation changes. The 18 October, 1989 Loma Prieta, California earthquake. *Seismol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1660-1693.

- Miles, S. B. and Ho, C.L. (1999) Rigorous landslide hazard zonation using newmark's method and stochastic ground motion simulation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v. 18, no. 4, 305-323.
- Miles, S. B. and Keefer, D.K. (2000) Evaluation of seismic slope-performance models using a regional case study. *Environmental and Engineering Geoscience*, v. 6, no.1, p. 25-39.
- Newmark, N.M. (1965) Effects of earthquakes on dams and embankments. *Geotechnique*, v. 15, no. 2, 139-159.
- Nilsen, T.H. (1973a) Preliminary photointerpretation map of landslide and other surficial deposits of the Concord 15-minute quadrangle and the Oakland West, Richmond, and part of the San Quentin 7.5-minute quadrangles, Contra Costa and Alameda Counties, California: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-493, scale 1:62,500.
- Nilsen, T.H. (1973b) Preliminary photointerpretation map of landslide and other surficial deposits of the Livermore and parts of the Hayward 15-minute quadrangles, Alameda and Contra Costa Counties, California: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-519, scale 1:62,500.
- Nilsen, T.H. (1975) Preliminary photo-interpretation maps of landslide and other surficial deposits of 56 7.5-minute quadrangles, Alameda, Contra Costa, and Santa Clara Counties, California (with parts of adjoining counties on several maps by John A. Bartow, Virgil A. Frizzell, Jr., and John D. Sims): U.S. Geological Survey Open-File Report 75-277, scale 1:24,000.
- Nilsen, T.H., and Turner, B.L.(1975) Influence of rainfall and ancient landslide deposits on recent landslides (1950-71) in urban areas of Contra Costa County, California: U.S. Geological Survey Bulletin 1388, 18 p.
- Nilsen, T.H., and Wright, R.H. (1979) Relative slope stability of the San Francisco Bay region, in Nilsen, T.H., Wright, R.H., Vlastic, T.C., and Spangle, W.E., *Relative slope stability and land-use planning in the San Francisco Bay region, California*: U.S. Geological Survey Professional Paper 944, p. 16-55, scale 1:125,000.
- Pain, C.F. and Bowler, J.M. (1973) Denudation following the November 1970 earthquake at Madang, Papua New Guinea. *Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband 18*, 92-104.
- Pearce, A.J. and Watson, A.J. (1986) Effects of earthquake-induced landslides on sediment budget and transport over a 50-yr period. *Geology*, v. 14, 52-55.
- Pike, R. J. , Graymer, R. W., Roberts Sebastian, Kalman, N. B. and Steven Sobieszczyk (2001) Map and map database of susceptibility to slope failure by sliding and earthflow in the Oakland area, California. USGS Draft,11/01.

- Reneau, S.L., Dietrich, W.E., Dorn, R.I., Berger, C.R., and Rubin, Meyer, 1986, Geomorphic and paleoclimate implications of latest Pleistocene radiocarbon dates from colluvium-mantled hollows, California: *Geology*, v. 14, no. 8, p. 655-658.
- Roberson, P.K. and Fear, C.E. (1996) Soil liquefaction and its evaluation based on SPT and CPT. Paper presented at NCEER Workshop on evaluation of liquefaction resistance, Jan. 4-5, 1996, Salt Lake City, Uta.
- Varnes, D.J. (1978) Slope movement and types and processes, chap. 2 of Schuster, R.L., and Krizek, R.J., eds., *Landslides: analysis and control*: Wash., D.C., Transportation Research Board, National; Academy of Sciences, Special Report 176, p. 11-33.
- Wang, Yumei, Keefer, D. K. and Wang, Zhenming (1998) Seismic hazard mapping in Eugene-Springfield, Oregon. *Oregon Geology*, v. 60, no. 2, 31-41.
- Wentworth, C.M., Graham, S.E., Pike, R.J., Beukelman, G.S., Ramsey, D.W., and Barron, A.D. (1997) Summary distribution of slides and earth flows in the San Francisco Bay region, California: U.S. Geological Survey Open-File Report 97-745 C, 10 p., 11 sheets.
- Wieczorek, G.F. (1987) Effects of rainfall intensity and duration on debris flow in central Santa Cruz Mountains, California. in *Reviews in Engineering Geology*, v. 7, 23-104.
- Wilson, R. C. and Wieczorek G. F. (1995) Rainfall thresholds for the initiation of debris flows at La Honda, California. *Environmental and Engineering Geoscience*, v. 1, no.1, p. 11-27.
- Yegian, M.K., Marciano, E. and Chahraman, V.G. (1991) Earthquake-induced permanent deformations: probabilistic approach. *J. of Geotechnical Engineering*, ASCE, v. 17, no.1, 35-50.