

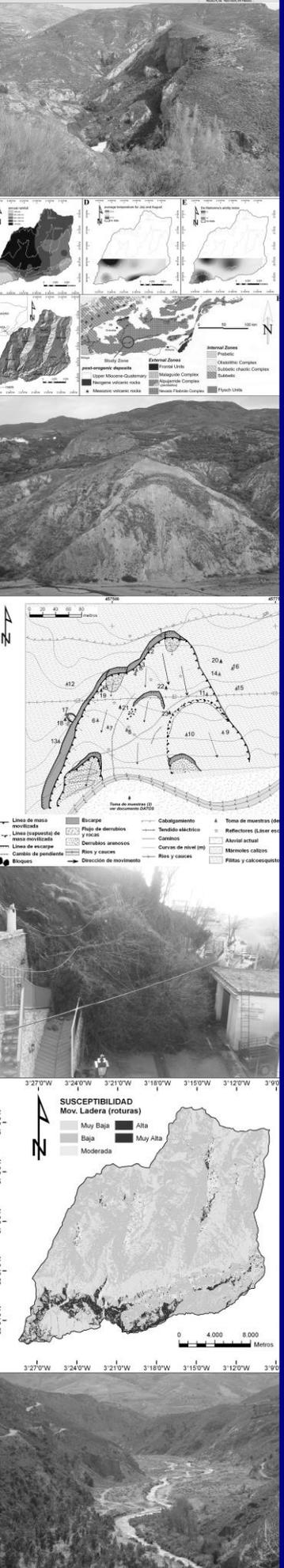
# MOVIMIENTOS DE LADERA EN LA VERTIENTE MERIDIONAL DE SIERRA NEVADA (GRANADA, ESPAÑA): IDENTIFICACIÓN, ANÁLISIS Y CARTOGRAFÍA DE SUSCEPTIBILIDAD Y PELIGROSIDAD MEDIANTE SIG

Programa de Doctorado:  
Ciencias y Tecnología del Medio Ambiente

Jorge David Jiménez Perálvarez

**TESIS DOCTORAL**  
**2012**

Universidad de **Granada**  
ETS de Ing. de Caminos, Canales y Puertos  
Departamento de **Ingeniería Civil**







**Departamento de Ingeniería Civil**  
E.T.S. DE INGENIEROS DE CAMINOS, CANALES Y PUERTOS

Grupo de Investigaciones Medioambientales: Riesgos Geológicos e Ingeniería del Terreno; RNM-121



Programa de doctorado  
**Ciencias y Tecnología del Medio Ambiente**



*ugr*

Universidad  
de **Granada**

**2012**

---

## **TESIS DOCTORAL**

---

**MOVIMIENTOS DE LADERA EN LA  
VERTIENTE MERIDIONAL DE SIERRA  
NEVADA (GRANADA, ESPAÑA):  
IDENTIFICACIÓN, ANÁLISIS Y  
CARTOGRAFÍA DE SUSCEPTIBILIDAD  
Y PELIGROSIDAD MEDIANTE SIG**

---

Tesis presentada por:

**Jorge David Jiménez Perálvarez**

---

Directores:

**Dr. José Chacón Montero**

**Dr. Clemente Irigaray Fernández**

Editor: Editorial de la Universidad de Granada  
Autor: Jorge David Jiménez Perálvarez  
D.L.: GR 201-2013  
ISBN: 978-84-9028-289-2

## Departamento de Ingeniería Civil

---

Sección Departamental de Ingeniería del Terreno  
Universidad de Granada



El doctorando Jorge David Jiménez Perálvarez, y los directores de la tesis José Chacón Montero y Clemente Irigaray Fernández garantizamos, al firmar esta tesis doctoral, que el trabajo ha sido realizado por el doctorando bajo la dirección de los directores de la tesis y hasta donde nuestro conocimiento alcanza, en la realización del trabajo, se han respetado los derechos de otros autores a ser citados, cuando se han utilizado sus resultados o publicaciones.

Granada, 14 de junio de 2012

Directores de la Tesis

Doctorando

Fdo.: José Chacón Montero

Fdo.: Jorge David Jiménez Perálvarez

Fdo.: Clemente Irigaray Fernández

A mi Hermano Enrique, todos los días;  
A mi Padre Enrique, como siempre;  
A mi Madre M<sup>a</sup> Ángeles, más que nunca;  
A Gracia, los días felices y los compartidos.

Nunca perseguí la gloria  
ni dejar en la memoria  
de los hombres mi canción;  
yo amo los mundos sutiles,  
ingrávidos y gentiles  
como pompas de jabón.  
[...]

Antonio Machado, 1875-1939

Poesías completas (ed. 1917)  
sec. Campos de Castilla  
Proverbios y Cantares I

## Agradecimientos

Por su gran implicación en el proyecto, su ánimo y su preocupación por llevar a buen puerto el trabajo, quisiera dar gracias en especial:

Al Dr. José Chacón Montero, Catedrático de Ingeniería del Terreno del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Granada, por ofrecerme tanto una amplia bibliografía como la oportunidad de trabajar en el campo de los riesgos naturales, rodeado de investigadores de amplia experiencia y tradición en este campo de investigación.

Al Dr. Clemente Irigaray Fernández, Profesor Titular de la Universidad de Granada. Gracias a su paciencia y su buen hacer en la docencia sobre el uso de los Sistemas de Información Geográfica y en el análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera.

Al Dr. Rachid El Hamdouni Jenoui, Profesor Contratado Doctor de la Universidad de Granada, por compartir desinteresadamente sus conocimientos sobre los riesgos geológicos, movimientos de ladera y el uso de los SIG.

Igualmente quisiera hacer extensivo este agradecimiento a mis compañeros de departamento Francisco Lamas, Paz Fernández, José A. Palenzuela y Manuel Salinas, y a todas las instituciones y personas que han facilitado el acceso a los datos necesarios en esta investigación, especialmente al Dr. José Moya, a la Agencia Andaluza del Agua, al Instituto Nacional de Meteorología y al Instituto Geológico Minero de España.

Finalmente agradezco su apoyo a mis amigos y compañeros de profesión Jordi González, Juan Jiménez, José Egea, Xavi Artero y Dario Costanzo, a mis amigos Miguel Ángel, Mario, Juan Pablo, Álvaro y Lidia, y muy especialmente a mi familia, M<sup>a</sup> Ángeles, Enriques y Ana María.

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos de investigación del MCYT: CGL2005-03332 y CGL2008-04854, y por el Grupo de investigaciones medioambientales: Riesgos Geológicos e Ingeniería del Terreno RNM-121 del Plan Andaluz de Investigación.

## ÍNDICE

<b>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN GENERAL</b> .....	01
1. Justificación del estudio.....	02
2. Objetivos, metodología, materiales, limitaciones y escala de trabajo .....	07
2.1 Inventario de movimientos de ladera.....	07
2.2 Susceptibilidad a los movimientos de ladera y validación de los mapas .....	08
2.2.1 Digitalización del inventario.....	08
2.2.2 Factores determinantes .....	08
2.2.3 Análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera.....	09
2.2.4 Validación de los mapas de susceptibilidad.....	10
2.3 Determinación de la frecuencia de ocurrencia de los movimientos .....	11
2.3.1 Probabilidad de rotura del talud .....	11
2.4 Análisis de factores desencadenantes .....	12
2.5 Consideraciones finales .....	12
3. Organización de la memoria.....	14
4. Antecedentes y estado del conocimiento .....	16
5. Zona de estudio .....	22
5.1 Encuadre geológico.....	23
5.2 Rasgos tectónicos .....	28
5.3 Rasgos geomorfológicos.....	28
5.4 Hidrogeología .....	30
5.5 Clima .....	30
5.6 Vegetación.....	32
5.7 Aspectos socioeconómicos .....	32
<b>CAPÍTULO 2. Building models for automatic landslide-susceptibility analysis, mapping and validation in ArcGIS (Nat Hazards 50: 571-590)</b> .....	33
1. Introduction .....	34
2. Foundations of the models and of required data .....	36
2.1 Landslide inventory.....	37
2.2 Determinant factors .....	38
2.3 Method of analysis: the GIS matrix method.....	40
2.4 Validation of susceptibility maps.....	40
3. The model for landslide-susceptibility mapping (suscep_model): input data, methodology and results .....	41
3.1 Input data.....	41
3.2 Modelling the matrix of the total surface of the study area (TSM).....	42
3.3 Modelling the landslide matrix (LM).....	42
3.4 Modelling the susceptibility matrix (SM) .....	42
3.5 Results.....	43
4. The model for landslide-susceptibility validation (valid_model): input data, methodology and validation .....	45
4.1 Input data.....	45
4.2 Modelling the validation of the landslide-susceptibility map .....	45
4.3 Landslide-susceptibility validation .....	46
5. Discussion and conclusions.....	46
6. Appendix: execution of the models and files generated .....	48
6.1 Downloading the models .....	48
6.2 Executing (running) the models.....	48
6.3 Determinant factors derived from the DEM .....	48
6.4 Landslide-susceptibility map.....	49
6.5 Validation of the susceptibility map .....	49
7. References .....	49

**CAPÍTULO 3. Landslide-susceptibility mapping in a semi-arid mountain environment: an example from the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain) (Bull Eng Geol Environ 70: 265-277) ..... 51**

1. Introduction.....	52
2. Climate, geography and geology of the study zone.....	52
3. Method.....	53
3.1 Slope movements.....	55
3.1.1 Slides.....	55
3.1.2 Flows.....	57
3.1.3 Rock falls.....	58
3.1.4 Complex landslides.....	58
3.2 Determining and triggering factors.....	58
3.2.1 Determining factors derived from DEM.....	59
3.2.2 Factors not related to the DEM.....	60
3.3 Susceptibility analysis.....	62
4. Results.....	63
5. Internal validation of the susceptibility maps.....	65
6. Discussion and conclusions.....	66
7. References.....	66

**CAPÍTULO 4. Spatial stability of slope cuts in rock massifs using GIS technology and probabilistic analysis (Bull Eng Geol Environ, Online First™) ..... 67**

1. Introduction.....	68
2. Location of the study area.....	68
3. Data collection.....	70
4. Methodology and results.....	70
4.1 Kinematic analysis.....	71
4.2 Safety factor and failure probability.....	71
4.2.1 Planar failure.....	74
4.2.2 Wedge failure.....	75
4.3 Validation of the results.....	76
4.4 Determination of the appropriate slopes for the talus.....	76
5. Discussion and conclusions.....	78
6. References.....	78

**CAPÍTULO 5. Estimación de la peligrosidad a los movimientos de ladera en las zonas de mayor susceptibilidad ..... 79**

1. Introducción.....	80
2. Zona de estudio.....	81
2.1 Movimientos más importantes de la zona.....	82
2.1.1 Movimiento Budas.....	82
2.1.2 Movimiento Lagunillas.....	83
2.1.3 Movimiento Puente Viejo.....	84
2.1.4 Movimiento Chuca.....	84
2.1.5 Movimiento Borincho.....	85
2.1.6 Movimiento Mojonera.....	87
2.1.7 Movimiento Tablones.....	87
2.1.8 Movimiento Almegíjar.....	88
3. Actividad de los movimientos de ladera.....	90
3.1 Documentación sobre la actividad de los movimientos de ladera.....	90
3.1.1 Datos de prensa.....	93
3.1.2 Técnicas de detección remota.....	100
3.1.2.1 Interferometría radar diferencial (DInSAR) (Fernández et al. 2009).....	100
3.1.2.2 Fotogrametría aérea y LIDAR (Fernández et al. 2011).....	107
3.1.2.3 Láser escáner terrestre (Palenzuela et al. 2011).....	117
3.2 Análisis y datación dendrogeomorfológica de movimientos de ladera.....	126
3.2 Revisión de la Ortofotografía Histórica.....	139
4. Análisis de la peligrosidad.....	149

<b>CAPÍTULO 6. Resultados y conclusiones</b> .....	153
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	157

### ANEXOS

Inventario de movimientos de ladera .....	Anexo 1
Documentación sobre la actividad de los movimientos de ladera y Datos de Prensa.....	Anexo 2
Interferometría Radar Diferencial (DInSAR) (Fernández et al. 2009).....	Anexo 3
Fotogrametría aérea y LIDAR (Fernández et al. 2011).....	Anexo 4
Láser Escáner Terrestre (Palenzuela et al. 2011) .....	Anexo 5
Análisis y datación dendrogeomorfológica de movimientos de ladera .....	Anexo 6
Datación dendrocronológica de deslizamientos .....	Apéndice 1
Muestreo de árboles .....	Apéndice 2
Fotografías de los testigos (muestras).....	Apéndice 3
Ortofotografía Histórica .....	Anexo 7
Artículos Originales .....	Anexo 8
Breve CV del Doctorando .....	Anexo 9



## RESUMEN EXTENDIDO

---

La presente tesis doctoral aborda la cartografía de la susceptibilidad y la peligrosidad a los movimientos de ladera en la vertiente meridional de Sierra Nevada, Granada. Previamente se desarrolla una aplicación SIG para el análisis y la validación automática de la susceptibilidad del terreno a los movimientos de ladera mediante el Método de la Matriz. La aplicación se ha desarrollado mediante el ModelBuilder™ de ArcGIS y se presenta en dos modelos, (susceptibility\_model y validation\_model) contenidos en la caja de herramientas (ArcToolbox): landslide\_susceptibility\_models. Esta aplicación está disponible para su descarga directa y gratuita en el vínculo: [http://www.ugr.es/local/ren03366/susc\\_model.rar](http://www.ugr.es/local/ren03366/susc_model.rar), y su utilidad se puede consultar en la Web: <http://www.ugr.es/local/cgl03332/MB/model.htm>. La aplicación está también disponible en los lenguajes de programación Python, Java y Visual Basic.

El modelo de análisis de la susceptibilidad (susceptibility\_model) obtiene, del Modelo Digital de Elevaciones (MDE), una serie características morfológicas y morfométricas del terreno que derivan en Modelos Digitales del Terreno (MDT), los cuales se utilizan como factores determinantes en el análisis de la inestabilidad. Además, considera otro factor determinante, como es la litología, independiente del MDE. Posteriormente, mediante las funciones de geoprocésamiento de ArcGIS, se obtienen todas las combinaciones entre las clases de los factores utilizados. El siguiente paso en la elaboración del modelo de susceptibilidad consiste en obtener la matriz de movimientos de ladera, en la que se determina el área afectada por movimientos de ladera para cada una de las combinaciones entre las clases de los factores determinantes. Para ello, previamente se elabora una base de datos georreferenciada de movimientos de ladera clasificados en dos clases: con y sin movimientos. La última etapa del modelo de susceptibilidad consiste en calcular el porcentaje de área afectada por movimientos de ladera para cada una de las combinaciones de factores determinantes. Por tanto, a partir de tres datos de entrada, (MDE, litología e inventario de movimientos) se obtiene un mapa que expresa la mayor o menor tendencia del terreno a la generación de movimientos de ladera. El modelo de validación del mapa de susceptibilidad (validation\_model) utiliza las herramientas básicas de geoprocésamiento para evaluar el grado de ajuste entre un inventario de movimientos de ladera (no usado en el análisis de la susceptibilidad) y el mapa de susceptibilidad, expresando el resultado final (dato de salida) en forma de tabla.

La aplicación presentada permite reducir el tiempo empleado en el análisis y validación de los mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera. Así, estos mapas, se pueden actualizar rápidamente a partir de bases de datos o inventarios actualizados después de cada evento, lluvias o terremotos, activador de nuevos movimientos. Los modelos se pueden editar y modificar fácilmente para seleccionar los factores determinantes adecuados según la singularidad de cada zona. Los resultados obtenidos son indicativos de la calidad de los mapas de susceptibilidad elaborados mediante el Método de la Matriz en comparación con otros elaborados con otras técnicas de análisis estadístico bivalente.

Una vez la aplicación se ha desarrollado, se estima la susceptibilidad a los movimientos de ladera en un entorno de montaña semiárida, en la vertiente meridional de Sierra Nevada. En un área de estudio de 460 km<sup>2</sup>, se realiza un inventario de 252 movimientos de ladera, que afectan a un 3,2% de la superficie total. Estos movimientos son principalmente deslizamientos y flujos de derrubios en filitas, esquistos y mármoles de la Zonas Internas de la Cordillera Bética. Los factores más importantes que determinan

la susceptibilidad son la elevación, pendiente, orientación de la pendiente y la litología. Los factores desencadenantes incluyen la generación, principalmente a corto plazo, de movimientos de ladera durante fuertes lluvias o terremotos esporádicos, o largo plazo con los cambios en el uso del suelo, sobre-excavación fluvial, etc. A pesar de que la susceptibilidad a los movimientos, evaluada por el método de la matriz en SIG, es predominantemente baja, un 15% del área de estudio muestra una susceptibilidad de moderada a muy alta, coincidiendo con lugares donde se encuentran la mayoría de las infraestructuras públicas de la región. El mapa elaborado fue validado mediante el grado de ajuste, registrando valores por encima de 83,2% para las zonas de susceptibilidad alta y muy alta.

También se desarrolla una metodología para el análisis de la estabilidad en taludes rocosos según un análisis cinemático de los diferentes tipos de rotura (planar, cuña y vuelco) mediante el uso del SIG. Posteriormente se realiza un análisis probabilístico basado en el equilibrio límite en los taludes que satisfacen las condiciones para la rotura por criterios cinemáticos. Los resultados se verifican mediante la comparación de las inestabilidades observadas en 40 taludes a lo largo de 4 km de la carretera nacional N-340, al sur de la provincia de Granada (sur de España). El análisis de la validación muestra que en alrededor del 90% de los taludes hay un ajuste razonable entre la estabilidad observada y la evaluada, lo que indica la metodología propuesta es adecuada para el análisis preliminar de las condiciones de estabilidad taludes rocosos.

Finalmente se presenta un análisis de la peligrosidad a los movimientos de ladera en las zonas de la vertiente meridional de Sierra Nevada que, tras el análisis previo, presentan un grado mayor de susceptibilidad. Se describen al detalle los movimientos de ladera más importantes del área, y se presentan los datos relativos a la actividad de los movimientos de ladera en la zona según los datos extraídos de documentación en prensa y documentación científica (DInSAR, fotogrametría aérea y LIDAR, TLS). Además, a tal efecto, se ha realizado un análisis dendrogeomorfológico de árboles en movimientos de ladera y se ha revisado la ortofotografía aérea histórica de la zona de estudio.

La frecuencia de los movimientos de ladera se ha estimado a partir de la frecuencia de las lluvias que los desencadenan. Y aunque los movimientos identificados han sido desencadenados por lluvias que suponen el máximo del registro en el 39% de las estaciones, se ha podido estimar un periodo de retorno de 22,5 años. No hay información histórica que permita afinar este periodo de retorno. Además mediante criterios geomorfológicos se ha asignado ese periodo de retorno a un total de 304 movimientos de ladera. Para la intensidad de los movimientos se ha utilizado el volumen de los mismos, la velocidad relativa y el grado de desarrollo en el caso de los deslizamientos. Estos datos, que son tomados por criterios geomorfológicos, dan buenos resultados, si bien la mayor o menor intensidad se utiliza para diferenciar zonas dentro de cada clase de peligrosidad. Para la representación de la peligrosidad se han utilizado los descriptores usados en la guía para la zonación de la susceptibilidad, peligrosidad y riesgo a los movimientos de ladera para la ordenación del territorio. En vez del número de movimientos por metro cuadrado por año, se expresa en área movilizada respecto a área total y año, como es conveniente trabajar mediante el método de la matriz. Según las dimensiones medias y número de movimientos inventariados, el 100% de área afectada por movimientos de ladera equivaldría a un valor de unos 70 movimientos por kilómetro cuadrado. La zona presenta peligrosidad mayor por deslizamientos y flujos.

## EXTENDED ABSTRACT

---

This thesis approaches the landslide susceptibility and hazard in the southern slopes of Sierra Nevada, Granada, Spain. Previously a tool developed in ModelBuilder™ (ArcGIS) has been applied to landslide-susceptibility analysis, mapping and validation. The models (scripts), available for direct downloading as an ArcGIS tool ([http://www.ugr.es/local/ren03366/susc\\_model.rar](http://www.ugr.es/local/ren03366/susc_model.rar)), allow landslide susceptibility to be computed in a given region, providing a landslide-susceptibility map, with the GIS matrix method, and ensuring a quality validation. The paper details the steps needed for the model-building process, enabling users to build their own models and to become more familiar with the tool. The susceptibility model leads the user first through a Digital Elevation Model (DEM), depicting the morphological and morphometric features of the study area, and then through a Digital Terrain Model (DTM), useful as a source of landslide-determinant factors, such as slope elevation, slope angle and slope aspect. In addition, another determinant factor is the lithological unit, independent of the DEM. Once the determinant landslide factors are reclassified and in a vectorial format, all the combinations between the classes of these factors are determined using the geoprocessing abilities of ArcGIS. The next step for the development of the landslide-susceptibility model consists of identifying the areas affected by a given surface of rupture (i.e. source area) in every combination of the determinant-factor classes. This step leads to the landslide matrix based on a previously georeferenced landslide database of the region, in which the slopes are distinguished into two simple classes: with or without landslides. In the last stage, to build a landslide-susceptibility model, the user computes the percentages of area affected by landslides in every combination of determinant factors. In the resulting landslide-susceptibility map a progressive zonation of areas or slopes increasingly prone to landslides is performed. A model for the validation of the resulting landslide-susceptibility map is also presented, based on the determination of the degree of fit, which is calculated from the cross tabulation between a set of landslides (not included in the susceptibility analysis) and the corresponding susceptibility map.

Once the tool has been developed, landslide susceptibility in a Mediterranean mountain environment, southern slope of Sierra Nevada, is analyzed. In the study area of 460 km<sup>2</sup>, 252 landslides were inventoried affecting a 3,2% of the total area. These landslides comprising mainly slides and flows on phyllites, schist and marble units in the Inner Zone of the Betic Cordillera, with colluvial, alluvial or scree deposits, along slopes mainly oriented toward the Mediterranean Sea. The more relevant determining factors are elevation, slope angle, aspect and lithology. A homogeneous distribution of elevations, inclined to very inclined slopes and aspect mainly toward the South are observed. Triggering factors in this region includes mainly short term landslide generation during heavy rainfall, as also unevenly occurring earthquakes or long term activations by a widespread deforestation, land-use changes and river over excavation. Although the landslide susceptibility, assessed by a GIS matrix method, is predominantly low, a 15% of the study area shows moderate to very high susceptibility, just were very valuable infrastructures of the region are settled. A validation of the obtained map is made by using the degree of fit method, showing only a 6% of landslides in the lower susceptibility classes, in relation with observed slope failures along road cuts, until more than 80% of landslides appear in the higher susceptibility classes.

This paper presents a methodology for the stability analysis of cuts in rock slopes. A kinematic analysis of the different types of failure (planar, wedge, and toppling) is developed using GIS, following which a probabilistic analysis is made of the limit equilibrium in slopes where the conditions for kinematic failure are satisfied. The results were verified by comparing the evaluation against the observed stability conditions in 40 road cuts along 4 km of national road N-340, on the Mediterranean edge of Granada province (southern Spain). The validation analysis showed that for some 90% of the slopes studied there was a reasonable fit between the observed and evaluated stability, indicating the proposed methodology is suitable for the preliminary analysis of the stability conditions on rock slopes.

Finally a landslide hazard analysis in the southern slopes of Sierra Nevada is approach, in those zones witch presents higher susceptibility. Landslides are described in retail, and activity is approach by mean different techniques (DInSAR, LIDAR, TLS, Dendrochronology and Ortophoto). Landslide frequency is approach by mean de rainfall. The higher landslide hazard is represented by slides and flows.

# CAPÍTULO 1

---

## INTRODUCCIÓN GENERAL

**J.D. Jiménez-Perálvarez\***

\*Departamento de Ingeniería Civil, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos. Campus Universitario Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. E-mail: jorgejp@ugr.es

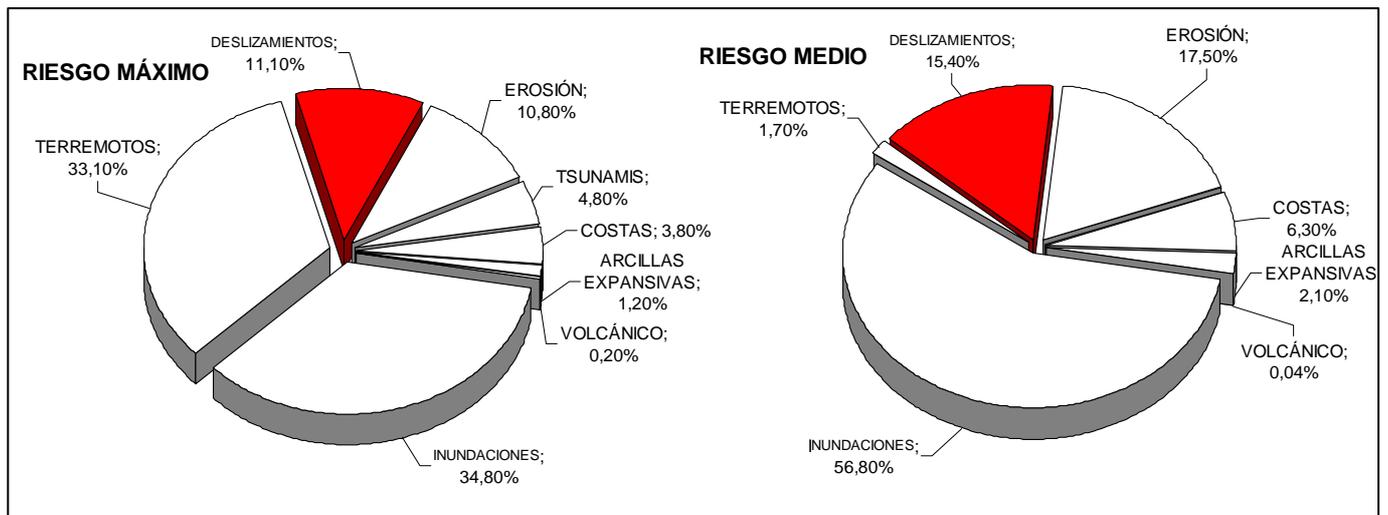
**Resumen:** Este capítulo introductorio presenta cinco apartados en los que se justifica la investigación realizada. Se describe la metodología desarrollada en función de los objetivos propuestos, así como los materiales utilizados a tal efecto, sus limitaciones y escala de trabajo. Resume brevemente la organización de la presente memoria y expone el contenido de la investigación. El cuarto apartado se reserva para hacer un repaso de los antecedentes y estado del conocimiento en cuanto al estudio de los movimientos de ladera y sus riesgos derivados. Por último, el quinto apartado, presenta la zona de donde se ha realizado la investigación, tanto desde el punto de vista político, geográfico y geológico.

## 1 JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

La población mundial ha crecido a ritmo casi exponencial desde los años 50, nada más que en Europa, la población ha crecido desde 550 millones de personas en 1950, a 750 en 2010 (Costanzo 2012). Las consecuencias sobre el territorio son directas, ya que conduce a una expansión tanto en las grandes urbes como en los municipios de provincia, como es el caso de La Alpujarra (Luna 1984), ejerciendo en mayor o menor medida, una presión sobre el territorio.

Esta presión, por un lado repercute en el aumento de los elementos del territorio expuestos al riesgo, en la expresión clásica del riesgo de Varnes (1984)<sup>1</sup>, y por otro puede reactivar o acelerar los fenómenos peligrosos más frecuentes (aumento de  $H^1$ ), como los derivados de lluvias y/o terremotos. El impacto de estos fenómenos en el marco socio-económico es elevado, ya que son responsables de la pérdida de bienes, servicios y, en ocasiones, pérdida en términos de vidas.

En este sentido, los datos publicados por el Instituto Geológico y Minero de España en 1987 (figura 1), sobre el impacto económico y social de los riesgos geológicos en España, en el clásico trabajo de Ayala et al. (1987), estima que para el periodo 1986-2016, la previsión de pérdidas potenciales en España, únicamente por deslizamientos, son de 4.5 mil millones € (0.76 billones pts.) para una hipótesis de riesgo medio, y 5.3 mil millones € (0.89 billones pts.) para la hipótesis de riesgo máximo.



**Figura 1** Riesgos geológicos en España para el período 1987-2016. Pérdidas potenciales para las hipótesis de riesgo máximo y riesgo medio. Distribución para cada proceso (Ayala et al. 1987)

Este nivel de pérdidas se puede paliar cuando el problema está identificado y reconocido en el tiempo; de hecho, el mencionado trabajo de Ayala et al. (1987) considera que la aplicación de medidas de prevención y mitigación, reduciría las pérdidas al 90%, y el coste estimado sería el 10.3% de las pérdidas. Además, los movimientos de ladera son de los fenómenos naturales más predecibles y controlables, en comparación a otros análogos carácter catastrófico como terremotos, erupciones volcánicas, etc. (Brabb 1991).

<sup>1</sup>  $R_t = H \times V \times E$ ; Riesgo total = Peligrosidad natural  $\times$  Vulnerabilidad  $\times$  Elementos en riesgo

Por otro lado, la interacción entre la población y el territorio es un problema complejo y diversificado, y no suele abordarse de una manera sistemática; también a causa de las limitaciones en cuanto a fuentes de financiación y recortes en investigación, a medio y largo plazo, para un mejor (y eficaz) conocimiento del entorno, principalmente en las medidas destinadas a reducir el riesgo (Plattner 2005).

Una de las principales medidas para la prevención y mitigación de las pérdidas producidas por los procesos de inestabilidad de vertientes, es la elaboración de mapas de inventario, susceptibilidad, peligrosidad y riesgo del terreno, a los movimientos de ladera (Corominas 1987; Brabb et al. 1991; Chacón et al. 1996a; Chacón 2005; Chacón et al. 2006). Aunque los primeros mapas de movimientos de ladera se realizaron en la década de los 70 (Brabb et al. 1972; Kienholz 1978), ha sido a principios del S. XXI cuando aparecen las primeras guías con las líneas y protocolos de actuación a tal efecto (AGS 2000; Ferrer y García 2005; Hervás 2007; Fell et al. 2008a, b). Y cada vez es más frecuente incorporar este tipo de estudios en los planes de ordenación del territorio. Lamentablemente muchos países y regiones simplemente están equipados con mapas de inventario, a veces de susceptibilidad, a gran escala (Van Den Eeckhaut y Hervás 2012), no siendo tan frecuente la existencia de mapas de detalle, o mapas más avanzados (peligrosidad y riesgo) que podrían permitir una mejor política de control sobre el uso del territorio.

En este sentido, el Grupo de Investigaciones Medioambientales: Riesgos Geológicos e Ingeniería del Terreno de la Universidad de Granada, RNM-121, se ha mantenido activo desde su constitución en la primera convocatoria del Plan Andaluz de Investigación en 1987, promoviendo la investigación dedicada al estudio e inventario de zonas inestables y riesgos derivados, así como el desarrollo de aplicaciones SIG y técnicas de detección remotas para el análisis del medio físico, como resultado de sus últimos proyectos de investigación:

- Deslizamientos de ladera y tectónica activa en la cuenca del río Guadalfeo: Vulnerabilidad y riesgos derivados (REN2002-03366/RIES)
- Elaboración de mapas previsores de movimientos de ladera en condiciones estáticas y dinámicas a escala detallada mediante SIG y teledetección: aplicación al sector centro-oriental de Andalucía (CGL2005-03332/BTE)
- Desarrollo de técnicas automáticas para el inventario de zonas inestables basadas en fotogrametría, teledetección y sistemas de información geográfica (P06-RNM-02125)
- Desarrollo de técnicas para la regionalización de la peligrosidad de movimientos de ladera en la cuenca del río Genil y la Cuenca Sur (Adra-Nerja) de la Cordillera Bética (CGL2008-04854/BTE)

Los logros obtenidos en los mencionados proyectos indican que la actividad de los movimientos de ladera es mayor en el límite suroriental de la provincia de Granada, vertiente meridional de Sierra Nevada. Los más de 2000 movimientos inventariados en la zona (Fernández et al. 1996a; El Hamdouni et al. 1997b; Fernández 2001; El Hamdouni 2001) muestran la existencia de amplias zonas inestables y la incidencia destructiva de la inestabilidad de vertientes asociada a lluvias extraordinarias (Irigaray et al. 2000).

De acuerdo con la terminología desarrollada por la comisión de movimientos de ladera, de la Asociación Internacional de Ingeniería Geológica (IAEG), para la UNESCO en 1978 (Varnes 1984), y de los conceptos que las agencias internacionales como la ONU, Consorcios de Seguros, etc., emplean en la materia, el término peligrosidad (o Azar) natural (Natural Hazard -H-) se define como la “probabilidad de que suceda un fenómeno natural potencialmente dañino en un lugar y momento dados” (Chacon 2010).

Su evaluación es fundamental para la estimación del riesgo, ya que la valoración de las de las posibles consecuencias (daños sobre los elementos del territorio) se combina con los datos referentes a la probabilidad de la peligrosidad.

Estas definiciones de [Varnes \(1978\)](#), [Chacón et al. \(2006\)](#) y [Chacón \(2010\)](#) diferencian distintos niveles de cartografías de riesgo, como los mapas de susceptibilidad, peligrosidad, vulnerabilidad o riesgo propiamente dicho. Para los movimientos de ladera, uno de los tipos de mapas más adecuados son los de susceptibilidad. Estos mapas muestran la distribución de la de la probabilidad espacial de que un proceso de riesgo tenga lugar en una localización específica durante un periodo de tiempo indeterminado ([Chacón et al. 2006](#)). Otros mapas donde interviene la probabilidad, en este caso temporal (como los de peligrosidad), el grado de afectación de los bienes e infraestructuras (vulnerabilidad) o la valoración económica (riesgo) son más difíciles de obtener en este tipo de procesos. Sin embargo, la evaluación de la peligrosidad de la exposición a movimientos de ladera constituye una valiosa herramienta en la planificación territorial, en la evaluación de la exposición a riesgos de las infraestructuras y poblaciones o para la protección civil, que no puede ser sustituida de forma directa por los mapas de susceptibilidad. De esta forma se hace necesario aproximarse a una evaluación precisa de los niveles de peligrosidad en las zonas más afectadas por los movimientos de ladera de la Cordillera Bética, como es el caso de la vertiente meridional de Sierra Nevada.

Por tanto, los mapas de peligrosidad deben proporcionar información sobre probabilidad de ocurrencia de los movimientos. Sin embargo, históricamente los mapas de peligrosidad no tenían la capacidad de predecir la probabilidad (temporal) de ocurrencia ([Corominas y Moya 2008](#)). Esta probabilidad se puede evaluar por el cálculo de la probabilidad de fallo de la pendiente o rotura del talud ([Hoek 2007](#)), o a través del análisis de frecuencia de movimientos en el pasado (o reactivación de los mismos). Por consiguiente, los mapas de peligrosidad tratan de proporcionar una estimación de “cuando” se esperan los movimientos de ladera, ya que el “donde” es proporcionado por el mapa de susceptibilidad ([Brabb, 1984](#)).

La estimación de la probabilidad de la rotura del talud, especialmente en el caso de macizos rocosos, implica un análisis cinemático previo como base para la evaluación del factor de seguridad (equilibrio límite) ([Goodman y Bray 1976](#); [Hoek y Bray 1981](#); [Kumsar et al. 2000](#)), ya que su estabilidad está controlada por la presencia de discontinuidades, cuya intersección genera los procesos inestables. Por otra parte, debido a la incertidumbre asociada a las propiedades geotécnicas de los materiales, hay autores que proponen sustituir el uso del factor de seguridad estándar, por la probabilidad de rotura ([Priest y Brown 1983](#), [Hoek 2007](#)). Sin embargo, este método tiene la limitación de que el modo de rotura debe ser conocido antes de que pueda ser aplicado ([Kim et al 2004](#)), y no son muy abundantes los ejemplos del uso de esta metodología en un SIG ([Irigaray et al. 2003, 2010](#); [Kim et al 2004](#)).

Por lo que respecta a la evaluación de la peligrosidad a los movimientos de ladera, a escala de cuenca, en términos de análisis de frecuencia, existen numerosas revisiones en la bibliografía ([Carrara 1983](#); [Brab 1984](#); [Varnes 1984](#); [Carrara et al. 1991, 1995](#); [Van Westen 1993, 1994](#); [Soeters y Van Westen 1996](#); [Chung y Frabbri 1999](#); [Guzzetti et al. 1999](#); [Dai et al. 2002](#); [Chacón et al. 2006](#)). A pesar de todo, no existe un procedimiento normalizado para generar mapas de peligrosidad, sino que hay diferentes enfoques y

metodologías en función de las necesidades (proporcionar información, asesoramiento, o establecer las normas legales), el objetivo de la evaluación (planificación regional, desarrollo local, diseño de infraestructuras), la escala de trabajo, la calidad de los datos de entrada, el tiempo y el presupuesto disponible. La extraordinaria amplitud del espectro de los movimientos de ladera hace que sea difícil de definir una metodología única para determinar la peligrosidad frente a los movimientos de ladera (Guzzetti 2002).

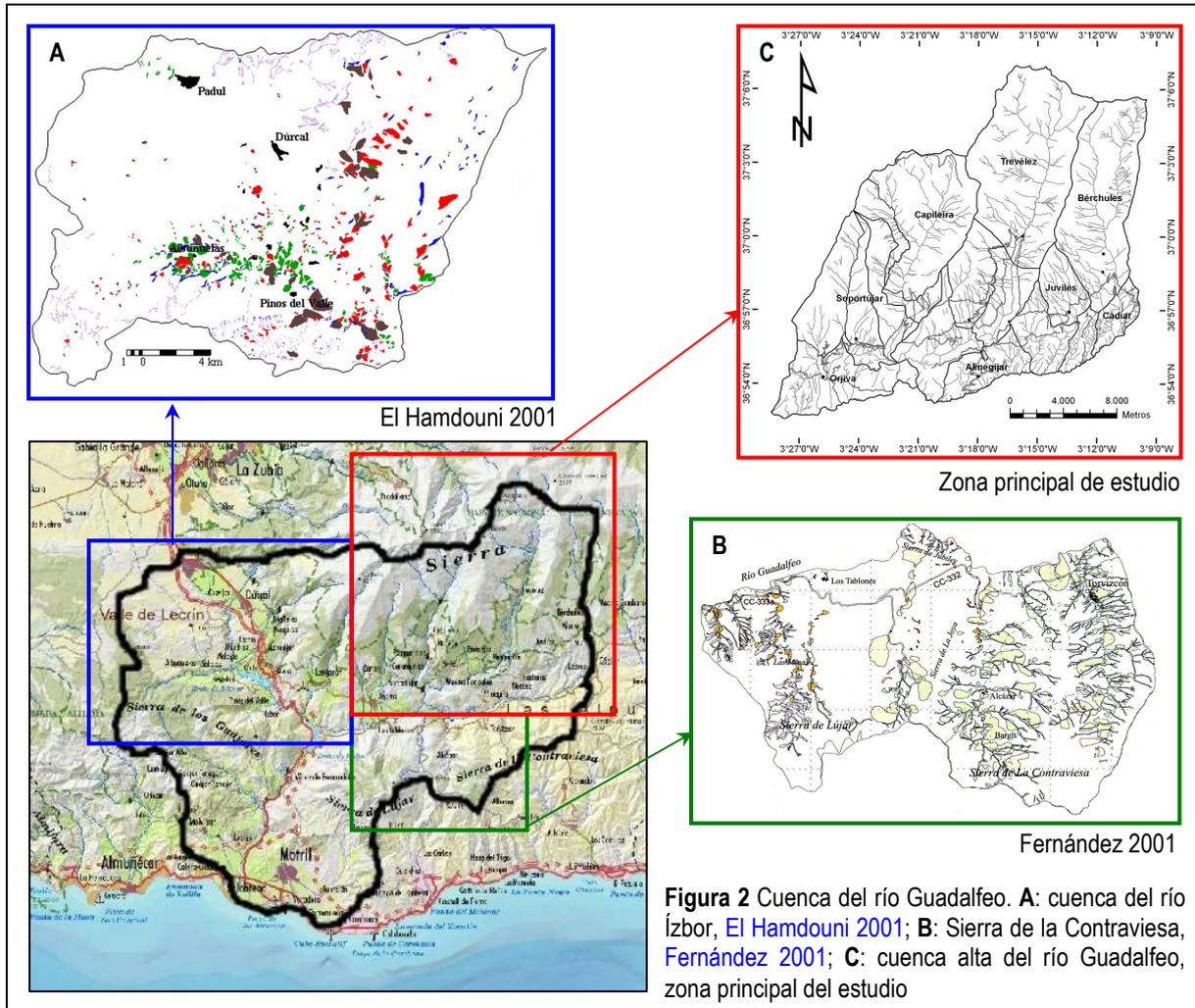
El establecimiento de la probabilidad de ocurrencia de los movimientos durante un período establecido, por lo general, se obtiene de los catálogos de los eventos de movimientos históricos (Guzzetti et al. 2005). Por otro lado, en las últimas dos décadas, ha habido una mejora significativa en los procedimientos de captura automática de datos, metodologías de análisis y tratamiento, y en la disponibilidad de los equipos capaz de llevar a cabo operaciones complejas (Corominas y Moya 2008), que representan avances en la estimación de la peligrosidad a los movimientos del terreno.

Esta definición, o utilización del término peligrosidad (Hazard) aludiendo únicamente a su probabilidad temporal, puede ser discutida. En efecto, la peligrosidad de los movimientos de ladera debería resultar de la combinación de parámetros de frecuencia temporal, velocidad y masa movilizada, que permiten definir la probabilidad temporal y la capacidad destructiva de los movimientos de ladera en puntos y momentos dados de una región. En este caso Chacón et al. (1996b) propone el término “Danger”, que puede expresar mejor la capacidad destructiva de un movimiento, y por su parte Corominas y Moya (2008) el término “Frequency” para referirse únicamente a la probabilidad temporal. No resuelve esta ambigüedad el hecho de que el término “Hazard” también se ha usado con frecuencia como sinónimo de susceptibilidad (Van Westen et al. 1999). La tendencia es que el término “Hazard” traducido como peligrosidad, integre la capacidad destructiva del movimiento (Ferrer y García 2005; Fell et al. 2008a, b; Chacón 2010). Por tanto la definición debe incorporar los conceptos de localización espacial (“where”), magnitud o intensidad (“how large”) y frecuencia (“when” o “how often”); siendo la magnitud (como medida del potencial destructivo de un movimiento) función de su volumen y velocidad (Cardinali et al. 2002). Sin embargo, la magnitud de un movimiento de ladera no es un parámetro directo como lo pueda ser la de un terremoto, y no existe ninguna medida directa de la magnitud de un movimiento (Guzzetti 2002), si bien el área del movimiento puede ser una aproximación razonable, especialmente en determinados tipos de movimientos (Guzzetti et al. 2005).

En este sentido, se justifica el enfoque que se le da al presente trabajo, como obtención de la peligrosidad en términos fundamentalmente temporales. Si bien, la obtención del mapa de peligrosidad a partir del mapa de susceptibilidad, derivado de la correlación entre el inventario de movimientos de ladera y los factores determinantes, por métodos estadísticos bivariantes -método de la matriz (DeGraff y Romesburg 1980; Irigaray 1995; Irigaray et al. 1999, 2007)- lleva implícito una medida de la magnitud del movimiento, ya que este método clasifica zonas, de baja a alta susceptibilidad (peligrosidad cuando se incorpora el factor temporal), en función del área movilizada en cada combinación de clases de factores determinantes.

Por otra parte, la aplicación de este trabajo en zonas de la vertiente meridional de Sierra Nevada (figura 2), se justifica en el sentido que los trabajos realizados hasta la fecha, tanto el la cuenca del río Ízbor vertiente al Guadalfeo, (El Hamdouni et al. 1997a, b; El

Hamdouni 2001) como las Sierras de la Contraviesa y los Guájares (Fernández et al. 1996a, b; Fernández 2001), ponen de manifiesto la incidencia elevada de los movimientos de ladera en dicha zona, fundamentalmente cuenca alta del río Guadalfeo; así como la ausencia de un inventario de detalle en el área (Diputación de Granada/IGME 2007). Y, sobre todo, por la ausencia en la actualidad de un mapa y/o procedimiento para obtener la peligrosidad a los movimientos de ladera en regiones semiáridas con poca información sobre factores desencadenantes (Chacón 2007).



## 2 OBJETIVOS, METODOLOGÍA, MATERIALES, LIMITACIONES Y ESCALA DE TRABAJO

Como cualquier investigación regional sobre inestabilidad de vertientes, el objetivo final es el reconocimiento geográfico de las zonas inestables, en este caso concreto, el **mapa de peligrosidad** a los movimientos de ladera en las zonas más activas de la cuenta alta del río Guadalfeo, vertiente meridional de Sierra Nevada. Para el alcanzar este objetivo primordial o genérico, previamente se deben superar una serie de etapas intermedias que, igualmente, constituyen por sí mismas objetivos del trabajo. Así, se podría dividir el objetivo principal en cuatro objetivos específicos, mencionados a continuación, que conducirían al objetivo general propuesto. La **tabla 1** sintetiza el flujo de trabajo desarrollado.

- **Etap 1:** Inventario de movimientos de ladera en la zona de estudio
- **Etap 2:** Susceptibilidad de la zona a los movimientos de ladera y validación de los mapas resultantes
- **Etap 3:** Determinación de la frecuencia de ocurrencia de movimientos y/o probabilidad de rotura del talud (3.1)
- **Etap 4:** Análisis de factores desencadenantes y obtención del mapa de peligrosidad a los movimientos de ladera

La etapa previa a cualquier estudio científico-técnico es la recopilación bibliográfica y documentación sobre el tema de estudio. En este caso, antes de proceder a la realización del inventario, se efectuó una revisión previa en manuales generales, artículos específicos y páginas web de referencia<sup>2</sup>, sobre los conceptos de movimientos de ladera, susceptibilidad, peligrosidad y riesgos derivados así como de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Igualmente se realizó una documentación previa sobre los estudios de detalle, de movimientos de ladera y aspectos relacionados (medio ambiente, ordenación del territorio, etc.), realizados con antelación en la zona de estudio y/o entorno más cercano. Y, aunque la recopilación bibliográfica esta presente durante todas las etapas del trabajo, es al inicio de este cuando se ha invertido más tiempo en exclusividad.

Los objetivos específicos se detallan a continuación, según el orden de superación para alcanzar el objetivo final, conjuntamente con la metodología empleada, los materiales utilizados, las limitaciones existentes y la escala de trabajo.

### 2.1 Inventario de movimientos de ladera

Se realizó un inventario preliminar en gabinete sobre fotografía aérea del año 1995, del Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía, a escala 1:20,000 (ICA, [Junta de Andalucía 1995](#)), con ayuda del estereoscopio de bolsillo. Con posterioridad, mediante itinerarios de campo, se cotejó, corrigió y aumentó el inventario, a la vez que se toman los datos sobre tipología, desarrollo, actividad, litologías afectadas, y demás datos de interés para el objetivo del trabajo. El inventario principal se realizó en primavera-verano de 2004-2005-2006, si bien, durante todo el periodo de esta tesis el inventario se ha mejorado y ampliado, pero ya en menor parte.

La principal limitación del inventario sobre fotografía aérea es que con dificultad se pueden observar los movimientos de dimensiones reducidas y, sobre todo determinar su tipología. Sobre el campo se aprecian mejor los rasgos y tipología de los movimientos,

<sup>2</sup> IGME, IGN, INM, SIGMA, REDIAM, ICA, IAG, IACT, CHSE, ESRI, UNESCO, AGS, JCR, ISPRA, RAPCA, USGS, Bases de datos (SCOPUS, JCR, SpringerLink, Web of Science, etc.) web personales de Investigadores, Departamentos, Universidades, etc.

si bien es cierto que pueden pasar desapercibidos movimientos de grandes dimensiones. Por eso la combinación de ambas técnicas se considera la idónea para la elaboración del inventario a nivel regional. Otras técnicas como el inventario directo sobre ortofotografía no se aconseja, a no ser que vayan acompañadas de equipos y modelos digitales del terreno para su visión en 3D; aunque una vez con el inventario elaborado es una de las mejores, y más directas, técnicas para la digitalización del mismo.

## **2.2 Susceptibilidad de la zona a los movimientos de ladera y validación de los mapas resultantes**

La susceptibilidad a los movimientos de ladera se lleva a cabo en una serie de sub-etapas: (1) digitalización del inventario de movimientos de ladera, (2) elaboración y análisis factores determinantes, (3) análisis de la susceptibilidad y (4) validación de los mapas de susceptibilidad obtenidos.

### **2.2.1 Digitalización del inventario**

El inventario inicial, extraído de la foto aérea, pero fundamentalmente del reconocimiento en campo, es un mapa donde los movimientos se han cartografiado manualmente bien sobre foto aérea 1:20,000, o bien sobre Ortofoto con una resolución de 0,5 m, anotando los datos correspondientes a cada movimiento. Para proceder al análisis de la susceptibilidad en SIG es necesaria la digitalización de dicho inventario.

La digitalización se ha realizado con las herramientas de edición del paquete “ArcGIS 9.X” de ESRI ([ArcGIS 2004](#)), de tal forma que se elabora una “Geodatabase” con la cartografía de cada movimiento, y sus datos en la correspondiente “tabla de atributos”. La digitalización se ha realizado en el SIG sobre una base en formato “MrSID” que corresponde a la Ortofotografía Digital de Andalucía, generada a partir del vuelo fotogramétrico blanco y negro de la Junta de Andalucía, a escala aproximada 1:20,000 del año 2001-2002; con una resolución de 0,5 m ([ICA, Junta de Andalucía 2004](#)). Este procedimiento minimiza el error en la transposición de datos ([Fernández et al. 2011](#)).

El inventario elaborado en esta investigación consta de 706 movimientos de ladera, el cual se puede consultar en el [Anexo 1](#) del presente trabajo. En dicho anexo se identifica cada movimiento según tipología, material implicado, localización geográfica, etc. Sobre este inventario de 706 movimientos se basa el análisis de la peligrosidad que se presenta en el [capítulo 5](#). Sin embargo, el análisis de la susceptibilidad en la vertiente meridional de Sierra Nevada, correspondiente a la cuenca alta del río Guadalfeo, se ha realizado sobre una muestra, respecto del total, de 252 movimientos. Estos movimientos corresponden a los publicados en el trabajo de [Jiménez-Perálvarez et al. \(2011\)](#) “Landslide-susceptibility mapping in a semi-arid mountain environment: an example from the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain)” y que, a su vez, constituye el [capítulo 3](#) de la presente memoria.

### **2.2.2 Factores determinantes**

Los factores determinantes, cuya presencia, ausencia o forma en que se presentan condicionan la estabilidad sin que el movimiento en sentido estricto se inicie, pueden estar relacionados con la naturaleza intrínseca del material (litología, textura, estructura, discontinuidades, etc.), en cuyo caso se les denominan factores temáticos; o estar

asociados a la morfología del terreno (pendiente, rugosidad, exposición, altitud, curvatura, etc.), en este caso se le denominan factores derivados del Modelo Digital de Elevaciones (MDE).

El MDE utilizado en este trabajo se ha elaborado con las extensiones “3D Analyst y Spatial Analyst” de ArcGIS. Los datos para la elaboración del modelo (curvas de nivel y cotas topográficas) proceden del Mapa Topográfico de Andalucía, digital vectorial, a escala 1:10,000 (ICA, Junta de Andalucía 2007). A partir de estos datos se genera un TIN (Red de Triángulos Irregulares), que posteriormente se transforma a “raster” y se genera el MDE, con una resolución de 5 m. La última etapa es el filtrado del modelo para corregir depresiones e imperfecciones.

Los factores derivados del MDE (Altitud, Pendiente, Orientación, Curvatura, etc.) igualmente se generan con la extensión “Spatial Analyst” de ArcGIS. Si bien, también se utiliza el SIG libre “SAGA” (Böhner et al. 2006), para otros factores derivados del MDE como TWI, Rugosidad, TPI, SPI, etc.

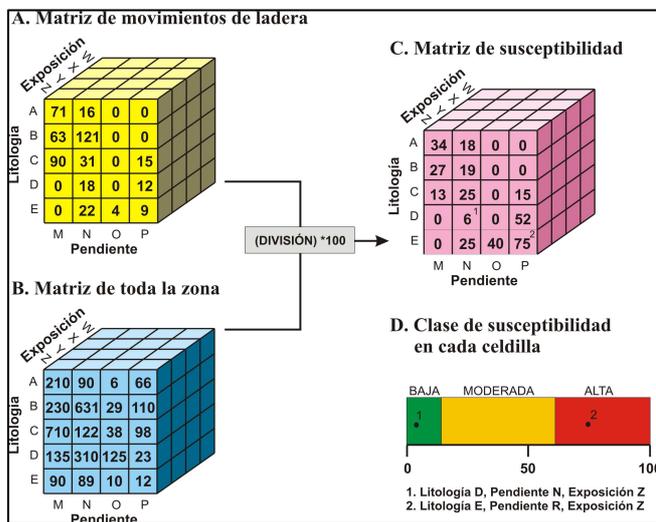
Los factores temáticos se han obtenido de diversas fuentes. El más importante, el mapa geológico-litológico, corresponde al Mapa Geológico de España a escala 1:50,000 (MAGNA) en formato vectorial, del Instituto Geológico y Minero de España (IGME). La geología de la zona es bastante compleja, ya que hay descritas más de 40 unidades litológicas diferentes. En este caso, tal y como recomienda la UNESCO (1976), se han agrupado algunas litologías en complejos litológicos según el comportamiento geomecánico (cohesión y ángulo de rozamiento interno) de los materiales. Sin embargo, a tal efecto y para estudios posteriores, se recomienda el uso del Mapa Geológico Continuo de España (Proyecto GEODE) (IGME 2011), no disponible cuando se realizó el análisis correspondiente. De la misma fuente se obtienen otros factores temáticos como: contactos entre materiales, contactos mecánicos, fallas, etc. El Mapa Topográfico de Andalucía 1:10,000, también ha sido de utilidad para generar factores temáticos derivados de la red hidrográfica (distancia al cauce). Por último, a través de la Red de Información Ambiental de Andalucía (Junta de Andalucía) (REDIAM 2007) se han obtenido otra serie de factores temáticos (mapas de suelo, geomorfológico, capacidad de uso, vegetación, uso del suelo, etc.), si bien presentan el inconveniente que en la mayoría de los casos son mapas a escala 1:400,000.

Con objetivo de seleccionar los factores que condicionan la inestabilidad para cada tipo de movimiento, se realiza la correlación entre estos factores determinantes y el inventario de movimientos de ladera. Se realiza mediante los coeficientes de correlación Chi-Cuadrado, Coeficientes de correlación lineal C y R [ $R=\sqrt{C/C_{max}}$ ], T de Tschuprow y V de Cramer, incorporados en los software estadísticos SPSS y Unistat.

### 2.2.3 Análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera

El análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera se ha realizado mediante el método de la matriz (DeGraff y Romesburg 1980; Maharaj 1993; Cross 1998; Irigaray 1995; Irigaray et al. 1999, 2007; Clerici et al. 2002), que corresponde a una técnica de análisis estadístico bivalente, suficientemente validado y contrastado, en especial en la zona de estudio (El Hamdouni 2001, Fernández 2001). Aún así, en el capítulo 2 se presenta una comparativa entre diferentes métodos de análisis estadístico bivalente.

El método de la matriz (figura 3) se basa en la computación de tres matrices: la matriz de movimientos de ladera (LM), la matriz de toda la zona (TSM) y la matriz de susceptibilidad (SM). Inicialmente se establecen todas las posibles combinaciones entre las clases de los factores determinantes seleccionados. La matriz LM se genera calculando el área, o extensión de terreno, afectada por las superficies de ruptura del inventario de movimientos de ladera, en cada combinación de clases de los factores. La matriz TSM representa la extensión total ocupada por cada una de las combinaciones de clases de factores. Finalmente, en la matriz SM, cada celda expresa el valor resultante del dividir el valor de la matriz LM, entre la matriz TSM. El valor de cada celda de la matriz SM representa el porcentaje de zonas de ruptura de movimientos de ladera, en cada combinación de factores determinantes, con respecto al área total ocupada por la respectiva combinación de factores. Los mapas de susceptibilidad se basan en 5 niveles de clasificación, automáticamente asignados a cada zona usando el método de las roturas naturales -Natural Breaks- (Irigaray et al. 2007; ArcGIS 2004). En este método, para crear las clases, se determinan estadísticamente los valores límite identificando los saltos de valor que muestran diferencias relativamente grandes entre pares de datos. (ArcGIS 2004).



**Figura 3** Determinación de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante el método de la matriz (Irigaray et al. 1999)

El análisis de la susceptibilidad se realiza para cada tipología de movimiento por separado, así como para la totalidad del inventario; en cualquier caso, para aproximar la susceptibilidad únicamente se considera la zona de ruptura de los movimientos.

#### 2.2.4 Validación de los mapas de susceptibilidad obtenidos

La validación de los mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera se realiza mediante el grado de ajuste, que evalúa la asociación entre el inventario y el mapa de susceptibilidad. La calidad de los mapas se estima por técnicas de correlación espacial y medidas del grado de ajuste entre un conjunto de datos determinados y los respectivos mapas (Goodchild 1986). El grado de ajuste (DF), como aplicación para la validación de los mapas se define según la expresión:

$$DF_i = \frac{m_i/t_i}{\sum m_i/t_i} \quad (1)$$

donde  $m_i$  es el área ocupada por las zonas de rotura de los movimientos de ladera en cada nivel de susceptibilidad  $i$ , y  $t_i$  es el área total cubierta por ese nivel de susceptibilidad.

## 2.3 Determinación de la frecuencia de ocurrencia de los movimientos

Para la determinación de la frecuencia con la que se suceden los movimientos de ladera, y con el objetivo de documentar fechas en las que éstos han producido en la zona, se realiza una primera recopilación de datos en anales, documentos históricos, entrevistas, etc. Asimismo, se consulta el archivo de la hemeroteca del diario Ideal de Granada si bien, dicho archivo únicamente está disponible a partir del año 1932. Se añade el hecho de que la documentación histórica sobre el tema es realmente escasa y que las entrevistas con los habitantes de la zona hay que tomarlas con las reservas oportunas.

Los datos de frecuencia se apoyan también en trabajos publicados sobre técnicas de detección remota, que aportan resultados de interés acerca de la actividad de los movimientos de ladera en la zona de estudio. Concretamente, el trabajo de [Fernández et al. \(2009\)](#) y [Fernández \(2009\)](#) sobre DInSAR; el trabajo de [Fernández et al. \(2011\)](#) sobre fotogrametría y LIDAR; y el trabajo de [Palenzuela et al. \(2011\)](#) sobre Láser Escáner (TLS).

Finalmente, se realiza un análisis y datación dendrogeomorfológica, para el establecimiento de la actividad de los movimientos de ladera susceptibles de datación por este método, tanto en la zona de estudio como en su entorno más cercano. La interpretación de las muestras se realizó por medio del Dr. José Moya del departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, de la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC). Y, por último, se realiza la revisión de la ortofotografía histórica de la zona, a través del “geoportal” de la Junta de Andalucía “IDEAndalucía”. El análisis dendrogeomorfológico presenta el inconveniente que no son muchos los movimientos de la zona que pueden ser datados por esta técnica. Por su parte, la revisión de la ortofotografía es más limitada conforme se retrocede en el tiempo, tanto por la escasez de soporte, como por la calidad (resolución) del mismo. El primer dato del vuelo americano de 1956/57.

### 2.3.1 Probabilidad de rotura del talud

En los casos que no se pueda determinar una probabilidad temporal de ocurrencia de movimientos de ladera, se puede aproximar al menos una probabilidad de fallo de la pendiente o talud ([Hoek 2007](#)), como se ha mencionado en el apartado de justificación. Con este objetivo, se presenta una metodología para el análisis de la estabilidad en taludes rocosos mediante el uso del SIG en dos etapas ([Goodman y Bray 1976](#); [Hoek y Bray 1981](#); [Goodman 1989](#); [Norrish y Wyllie 1996](#)), que se exponen a continuación.

Inicialmente se realiza un análisis cinemático frente a los principales tipos de rotura (plana, cuña y vuelco). Con objeto de automatizar el proceso y poder aplicarlo en un contexto espacial, éste se ha desarrollado en ArcGIS, para lo que es necesario el MDE (resolución de 2m, escala 1:2,000). Además, se utiliza el programa DIPS 5.0 ([Rocscience 2009a](#)) donde se introducen los datos de campo para realizar el estudio cinemático mediante la orientación (dirección e inclinación) de las discontinuidades, y su proyección estereográfica. Posteriormente, en el caso de taludes donde se satisfacen las condiciones para la rotura cinemática, se calcula el factor de seguridad (FS) y la probabilidad de rotura (PF) a partir un análisis probabilista mediante los programas ROCPLANE 2.0 y SWEDGE 5.0 ([Rocscience 2009b, c](#)). En este análisis, es necesaria

la estimación de la cohesión y el ángulo de fricción de las discontinuidades El ángulo de fricción se ha aproximado mediante el ensayo “Tilt Test” (Barton 1981, 2008), por su parte, la estimación de la cohesión se ha realizado en base a la información publicada para rocas similares (Hoek y Bray 1981; Goodman 1989; Waltham 1999).

La principal limitación de este tipo de análisis es la estimación de los parámetros de las discontinuidades, sobre todo el ángulo de fricción y la cohesión, así como la regionalización de dichos parámetros.

## 2.4 Análisis de factores desencadenantes

Los factores desencadenantes de los movimientos de ladera son fundamentalmente los episodios de lluvias extraordinarias y los terremotos, además de las actividades humanas (antrópicas) (Ayala et al. 1987, Irigaray 2000, Rodríguez-Peces et al. 2009). El objetivo es valorar qué fenómeno(s) natural(es) está directamente relacionado(s) con la generación de movimientos, y estimar un periodo de recurrencia del mismo, como forma indirecta para determinar el periodo de recurrencia de los movimientos. Es necesario, por tanto, el registro de terremotos en la zona de estudio, el cual ha sido facilitado por el Instituto Andaluz de Geofísica; así como el registro de lluvias, suministrado por la Agencia Andaluza del Agua y la Agencia CLIMA de la Junta de Andalucía, y el Instituto Nacional de Meteorología.

El registro de terremotos cubre el periodo desde 1910 a 2005 (1000 terremotos), aunque a efectos prácticos los datos comienzan a partir de los años 50. El registro de lluvias, recoge los datos diarios de 67 estaciones meteorológicas, en diferentes puntos de la vertiente meridional de Sierra Nevada. Por tanto, estos datos, aunque abundantes, vuelven a ser relativamente recientes.

## 2.5 Consideraciones finales

La consecución de estos objetivos específicos conducirá a la obtención del objetivo final, el mapa de peligrosidad. El grado de superación de cada uno de ellos de forma individual, condicionará en mayor o menor medida la calidad del resultado final. La escala de trabajo en función del área de estudio se ajusta a las sugerencias de las guías para la zonación de la susceptibilidad, peligrosidad y riesgo a los movimientos de ladera para la ordenación del territorio (Fell et al. 2008a, b).

El análisis de la susceptibilidad y la peligrosidad se basa en un escenario con las siguientes asunciones:

1. Los movimientos de ladera ocurren siempre bajo las mismas condiciones geológicas, geomorfológicas, hidrogeológicas y climáticas que en el pasado.
2. Las condiciones primarias que causan los movimientos, están controladas por factores identificables.
3. El grado de susceptibilidad y peligrosidad puede ser evaluado.
4. Todos los tipos de roturas pueden ser identificadas y clasificadas.

**Tabla 1** sistematización de los objetivos y metodología empleada en el trabajo

Etapa	Objetivo- Metodología	Materiales - Técnica	Escala	Gabinete	Campo	Observaciones
Previa	Documentación bibliográfica	Manuales, artículos, web	--	X	--	Ver apartado 2
1	Inventario de movimientos de ladera	Fotografía aérea - campo	1:10,000 - 1:20,000	X	X	Ver apartado 2.1
2	Digitalización del Inventario	ArcGIS - Ortofoto Digital	1:20,000 - 0.5 m	X	--	Ver apartado 2.2.1
2	Factores determinantes	MTA10 - ArcGIS - SAGA - MAGNA - REDIAM	1:10,000 - 1:400,000	X	--	Ver apartado 2.2.2
2	Correlación de factores	SPSS - UNISTAT	--	X	--	Ver apartado 2.2.2
2	Análisis de la Susceptibilidad	ArcGIS - método de la matriz	1:10,000	X	--	Ver apartado 2.2.3
2	Validación de los mapas	Grado de ajuste	--	X	--	Ver apartado 2.2.4
3	Actividad de los movimientos de ladera	Documentación histórica (prensa); científica (DInSAR, Fotogrametría y LIDAR, TLS); Dendrogemorfología; Ortofotografía histórica	--	X	X	Ver apartado 2.3
3.1	Probabilidad de rotura del talud	Análisis cinemático (ArcGIS, DIPS 5.0); factor de seguridad y probabilidad de rotura (ROCPLANE 2.0, SWEDGE 5.0)	1:2,000	X	X	Ver apartado 2.3.1
4	Factores desencadenantes	Registro de lluvias y terremotos - IAG, AAA, INM	--	X	--	Ver apartado 2.4

### 3 ORGANIZACIÓN DE LA MEMORIA

Esta tesis doctoral se presenta como agrupación de publicaciones de revistas indexadas, tal y como se detalla a continuación. Las publicaciones constituyen los capítulos 2, 3 y 4 de la memoria. A estos capítulos, además del correspondiente resumen y conclusiones, se les ha añadido un capítulo introductorio (1), y otro capítulo (5), no publicado aún, que completa la investigación. De tal forma que, finalmente, la memoria se ha estructurado en seis capítulos con la siguiente disposición:

**Capítulo 1:** Este capítulo, de introducción general, se reserva para introducir la investigación justificando la investigación realizada; plantear los objetivos y metodología empleada, así como los materiales utilizados, limitaciones y escala de trabajo; repasar los antecedentes y estado actual del conocimiento en la materia y describir el área de estudio desde el punto de vista político, geográfico y geológico.

**Capítulo 2:** Corresponde al artículo publicado en la revista *Natural Hazards*: “Jiménez-Perálvarez JD, Irigaray C, El Hamdouni R, Chacón J (2009) Building models for automatic landslide-susceptibility analysis, mapping and validation in ArcGIS. *Nat Hazards* 50:571-590. DOI 10.1007/s11069-008-9305-8”. En este capítulo se desarrolla un modelo (herramienta de ArcGIS) para el análisis automático de la susceptibilidad a los movimientos de ladera y otro para su posterior validación según una metodología contrastada. Se expone como se han elaborado los modelos, su funcionamiento, limitaciones y se presenta un ejemplo de un área determinada de la zona de estudio.

**Capítulo 3:** Corresponde al artículo publicado en la revista *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*: “Jiménez-Perálvarez JD, Irigaray C, El Hamdouni R, Chacón J (2011) Landslide-susceptibility mapping in a semi-arid mountain environment: an example from the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain). *Bull Eng Geol Environ* 70:265-277 DOI 10.1007/s10064-010-0332-9”. En este capítulo se aplica el modelo desarrollado en la cuenca alta del río Guadalfeo, vertiente meridional de Sierra Nevada. Se presenta el inventario de movimientos de ladera de la zona, los factores que determinan la inestabilidad así como la susceptibilidad del área a los movimientos de ladera.

**Capítulo 4:** Corresponde al artículo publicado en la revista *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*: “Irigaray C, El Hamdouni R, Jiménez-Perálvarez JD, Fernández P, Chacón J (2012) Spatial stability of slope cuts in rock massifs using GIS technology and probabilistic analysis. *Bull Eng Geol Environ Online First*™ DOI 10.1007/s10064-011-0414-3”. Este artículo está publicado Online a la espera que la revista le asigne un volumen y número para su edición impresa. Se presenta una metodología para el análisis de la estabilidad en taludes rocosos mediante el uso del SIG para un análisis cinemático de los diferentes tipos de rotura (planar, cuña, y vuelco), siguiendo un análisis probabilístico basado en el equilibrio límite en laderas que satisfacen las condiciones para este tipo de rotura. Está ideado para los casos en que no se pueda determinar una probabilidad temporal de ocurrencia de movimientos de ladera.

**Capítulo 5:** Corresponde al trabajo realizado que todavía no ha sido publicado y que completa la investigación. Este capítulo se aborda la estimación de la peligrosidad, en las zonas más susceptibles a los movimientos de ladera, de la vertiente meridional de Sierra Nevada estudiada. Desarrolla los métodos utilizados para determinar la actividad

de los movimientos de ladera y sus factores desencantes, que conducen a la obtención final del mapa de peligrosidad.

**Capítulo 6:** En este capítulo se sintetizan los resultados obtenidos y se exponen las conclusiones principales de la investigación realizada al completo. Finalmente se presentan sugerencias para líneas futuras de investigación.

Tras el capítulo de conclusiones, se incorpora un apartado de “**Bibliografía**” que corresponde a las referencias bibliográficas citadas en el texto.

A la presente tesis le acompaña un apartado de **anexos**. Debido a su volumen y por motivos medioambientales, haciendo honor al título del programa de doctorado “Ciencias y tecnología del Medio Ambiente”, estos anexos se pueden consultar en el soporte digital que acompaña al texto impreso.

Los anexos contenidos en el soporte digital son los siguientes:

- **ANEXO 1** Inventario de movimientos de ladera
- **ANEXO 2** Documentación recopilada sobre la actividad de los movimientos de ladera
- **ANEXO 3** Interferometría Radar Diferencial (DInSAR)
- **ANEXO 4** Fotogrametría aérea y LIDAR
- **ANEXO 5** Láser Escáner Terrestre
- **ANEXO 6** Análisis y datación dendrogeomorfológica de movimientos de ladera
  - **APÉNDICE 1** Datación dendrocronológica de deslizamientos
  - **APÉNDICE 2** Muestreo de árboles
  - **APÉNDICE 3** Fotografías de los testigos (muestras)
- **ANEXO 7** Documentación relativa a la Ortofotografía Histórica
- **ANEXO 8** Original de las publicaciones que componen la tesis

## 4 ANTECEDENTES Y ESTADO DEL CONOCIMIENTO

Los movimientos de ladera representan fenómenos naturales (o inducidos por el hombre) generadores de riesgo (Varnes 1984; Fell 1994; Glade et al. 2005; Chacón et al. 2006). El trabajo de Corominas y Moya (2008) afirma que los primeros mapas de movimientos de ladera se realizaron en la década de los 70 (Brabb et al. 1972; Kienholz 1978). Si bien, Macau (1962, 1963) ya elabora el mapa de movimientos de ladera y la memoria provincial de Granada. Aunque estos primeros trabajos son de inventariado, se contempla que una de las principales medidas para la prevención del impacto producido por este fenómeno, es la elaboración de mapas de susceptibilidad del terreno a los movimientos de ladera (Brabb et al., 1972; Varnes, 1978; Chacón et al., 2006).

A nivel de inventariado, se han elaborado guías que sugieren los métodos más recomendables para la elaboración de inventarios de movimientos. Esto es, tipología, dimensiones, materiales afectados, etc. Los primeros trabajos corresponden al grupo de trabajo de la UNESCO “Working Party on World Landslide Inventory” (WP/WLI 1990, 1991, 1993a, b, 1994, 1995, 2001). En la actualidad se contemplan dos guías de referencia (Hervás 2007; Fell et al. 2008a, b), que parten de la guía de la Sociedad Australiana de Geomecánica (AGS 2000). Si bien, estas guías actuales orientan también para la estimación de susceptibilidad, peligrosidad, riesgo, etc.

En la vertiente meridional de Sierra Nevada, los trabajos El Hamdouni et al. (1997a, b) y El Hamdouni (2001) completan la cuenca del río Ízbor (vertiente al Guadalfeo), los de Fernández et al. (1996a, b) y Fernández (2001), cubren la Sierra de la Contraviesa y los Guájares, y el trabajo de Chacón et al. (2002) repasa en general el sector central de la Cordillera Bética. En la actualidad hay más de 2000 movimientos identificados en la vertiente meridional de Sierra Nevada, si bien, en parte alta de la cuenca del río Guadalfeo, hasta la fecha únicamente se dispone del inventario a gran escala (1:600,000) del atlas de riesgos naturales en la provincia de Granada (Diputación de Granada/IGME 2007). A nivel europeo, el trabajo de Van Den Eeckhaut y Hervás (2012) repasa el estado actual de las bases de datos de movimientos de ladera en Europa.

Por lo que respecta a la susceptibilidad, que expresa la mayor o menor tendencia del terreno a la generación de movimientos, ya fue aproximada cuantitativamente por Brabb et al. (1972). En general, la susceptibilidad a los movimientos de ladera puede ser evaluada por dos métodos: (1) Aquellos basados en técnicas y/o modelos fundamentados en las leyes físicas y mecánicas de equilibrio de fuerzas, y (2) aquellos basados en técnicas estadísticas fundamentadas en el principio del actualismo, donde los Sistemas de Información Geográfica (SIG) son de gran utilidad. Los SIG ofrecen una poderosa herramienta para analizar los procesos que ocurren en la superficie terrestre (Bonham-Carter 1994). La disponibilidad de ordenadores personales, y el gran número de paquetes de software (SIG) comerciales favorecen un uso generalizado de los SIG para el análisis y modelado de los datos georreferenciados, y el desarrollo de aplicaciones específicas para procesos físicos como la inestabilidad de las laderas (Carrara et al. 1995; Irigaray 1995; Ayalew y Yamagishi 2005; Chacón et al. 2006; Davis et al. 2006).

El concepto de Sistema de Información Geográfica (SIG) ha sido ampliamente discutido en la bibliografía (Burrough 1986; Bosque-Sendra 1992; Irigaray 1995), y en la

actualidad está tan extendido a nivel usuario que hasta “*Wikipedia*” compila una definición bastante completa, definiendo SIG como “una integración organizada de hardware, software y datos geográficos diseñada para capturar, almacenar, manipular, analizar y desplegar en todas sus formas la información geográficamente referenciada, con el fin de resolver problemas complejos de planificación y gestión geográfica”. En esencia, un SIG es una base de datos georreferenciada, esto es, información con representación geográfica; mapas interactivos en los que se pueden realizar consultas.

Desde su aparición, tal y como se conocen hoy día, con el Sistema de Información Geográfica de Canadá en los años 60 desarrollado por Roger F Tomlinson (Tomlinson 2005), han experimentado un notable desarrollo tanto a nivel de software como, sobre todo, a nivel de aplicaciones y disponibilidad. Información sobre los SIG, su desarrollo, evolución y aplicaciones se puede consultar Burrough (1986), Aronoff (1989), Bosque-Sendra (1992) o Felicísimo (1994).

Los primeros software comerciales surgen con el paquete SPANS (TYDAC 1993; Irigaray 1995), y su disponibilidad para el usuario ha evolucionado hasta potentes software “open source” como SAGA SIS (Böhner et al. 2006), pasando como no, por el extendido y conocido ArcGIS® (ESRI 2009), utilizado en este trabajo, cuya potencialidad, familiaridad, eficiencia y versatilidad, le sitúan a la vanguardia de los SIG comerciales. Esta expansión de ArcGIS también es debida a la proliferación y disponibilidad gratuita en la red tanto de gran cantidad de tutoriales (Santiago 2005, Vicente y Behm 2008) al margen de los oficiales (ESRI 2004, McCoy 2004), como de aplicaciones específicas e integrables (SINMAP, SHALSTAB, AHP, Arc-SDM).

Inicialmente los SIG se dividían en el modelo “ráster”, de información continua, el cual trabaja con celdas equiareales que definen el detalle de la información, y el modelo “vectorial”, que utiliza coordenadas discretas para representar las características geográficas en forma de puntos, líneas o polígonos. ArcGIS® Desktop, diseñado por la empresa californiana Environmental Systems Research Institute (ESRI®), es un conjunto integrado de aplicaciones SIG avanzadas que, con sus tres módulos fundamentales ArcMap™ (visualización), ArcToolBox™ (geoprocesamiento) y ArcCatalog™ (administración), integra ambas modalidades con las extensiones Spatial Analyst™ y 3D Analyst™. Además, la compañía ESRI incorpora en sus productos, desde la versión 3.X de ArcView™, el “ModelBuilder™”, que recoge las herramientas de geoprocesamiento y permite generar modelos interactivos a través de interfaces gráficas, mejorando la claridad y la eficiencia de la aplicación.

Los métodos para el análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera, y los factores que la determinan, se han desarrollado a lo largo del tiempo, como lo demuestran diferentes y significantes contribuciones (Crozier 1986; Carrara et al. 1991; Chung et al. 1995; Canuti y Casagli 1996; Guzzetti et al. 1996; Soeters y Van Westen 1996; Aleotti y Chowdhury 1999; Iovine et al. 2003a, b; Irigaray et al. 2003; 2006; Chacón et al. 2006; Costanzo et al. 2012). De acuerdo con Van Westen et al. (1997) y Van Westen (2000) en el análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera en SIG, las diferentes metodologías se pueden diferenciar en:

- **Métodos empíricos**, particularmente adecuados para estudios regionales a pequeña escala. Se basan en la producción de mapas de susceptibilidad según la experiencia del científico responsable del análisis (también llamados métodos heurísticos) (Carrara y Merenda 1974; Stevenson 1997; Kienholz et al. 1983).

- **Métodos estadísticos cuantitativos**, o métodos basados en el inventario de movimientos de ladera. Son adecuados para estudios regionales a media escala, y se pueden considerar como métodos empíricos más objetivos que el heurístico. Permiten una mejor comprensión de las relaciones entre los movimientos de ladera y sus factores condicionantes o determinantes. Además, garantizan menos subjetividad con respecto a los empíricos heurísticos (Ermini et al. 2005). En el análisis estadístico, la combinación de factores que condiciona los movimientos de ladera en el pasado, son determinados estadísticamente, y las predicciones cuantitativas pueden ser hechas para áreas actualmente libres de movimientos, en las cuales existen unas condiciones similares a las pasadas. Los métodos estadísticos se dividen, a su vez, en bivariantes y multivariantes:
  - En el análisis estadístico multivariante, todos los parámetros de sitios inestables se analizan por técnicas de regresión múltiple; alternativamente, los mapas de parámetros se cruzan con los mapas de distribución de movimientos de ladera, y la correlación es establecida en áreas estables e inestables, mediante el empleo de análisis discriminante. Uno de los trabajos pioneros fue el de Carrara et al. (1977), continuado por otros trabajos (Carrara 1988; Carrara et al. 1992, 1995; Chung et al. 1995).
  - En el análisis estadístico bivariante (método indirecto), los factores determinantes de los movimientos de ladera (previamente seleccionados) son introducidos en un SIG y se cruzan con el mapa de distribución de movimientos de ladera. Hay diferentes variedades de esta técnica, destacando el *Peso de las Evidencias – Weights of Evidence–* (Bonham-Carter et al. 1988; Agterberg et al. 1989, 1993; Poli y Sterlacchini 2007), el índice de movimientos de ladera *–Landslide-Index Method–* (Van Westen 1993, 1994; Van Westen et al. 1997) y el usado en el presente trabajo, el *método de la matriz* (DeGraff y Romesburg 1980; Maharaj 1993; Cross 1998; Irigaray 1995; Irigaray et al. 1999, 2007; Clerici et al. 2002).
- **Modelos basados en parámetros físicos** o procesos físicos para estudios de detalle, o métodos deterministas. Consisten en análisis de estabilidad de laderas generalmente enfocados a la evaluación del factor de seguridad (Okimura y Kawatani 1986; Mulder y Van Asch 1988; Hammond et al. 1992; Pack et al. 1998).

Por tanto, la aparición de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) constituye un importante adelanto en el proceso de estudio del medio físico, en general, y de la inestabilidad regional de las vertientes en particular. El desarrollo y la gran proliferación de los SIG, va unido a la aparición de los SIG comerciales y el aumento en la disponibilidad de ordenadores personales. Hoy día son una herramienta imprescindible en el análisis de los datos territoriales y geográficos. Sin embargo, debido al carácter genérico de los SIG, se precisa el desarrollo de aplicaciones concretas enfocadas al problema de la inestabilidad de vertientes (Irigaray y Chacón 2003). En este sentido se han implementado diferentes herramientas específicas para la estimación de la estabilidad, tanto modelos basados en métodos deterministas: SINMAP (Pack et al. 1998) o SHALSTAB (Montgomery y Dietrich 1994), como modelos basados en métodos estadísticos no deterministas: AHP (Marinoni 2004), Arc-SDM (Kemp et al. 2001), o L-SVM (Jiménez-Perálvarez et al. 2009a, b) basada en el método de la matriz.

Independientemente de alto número de métodos desarrollados para la evaluación de la susceptibilidad (y/o peligrosidad) a los movimientos de ladera mediante SIG (Carrara et al. 1995; Guzzetti et al. 1999), los mapas de susceptibilidad necesitan ser validados. Mediante la validación se evalúa la calidad de los mapas de susceptibilidad propuestos (Irigaray et al. 1999, 2007; Chung y Fabbri 2003; Guzzetti et al. 2006). La calidad de un mapa de susceptibilidad a los movimientos de ladera se puede determinar usando el mismo inventario de movimientos de ladera empleado para estimar la susceptibilidad, o por otro inventario no empleado en dicha estimación (Guzzetti et al. 2006). Se pueden usar 3 técnicas básicas para obtener un inventario de movimientos de ladera independiente, para validar el mapa de susceptibilidad (Remondo et al. 2003): (a) El inventario original puede ser dividido de forma aleatorio en 2 grupos, uno para el análisis de la susceptibilidad y otro para la validación; (b) El análisis puede ser realizado en una parte del área de estudio y la validación en otra parte (i.e. afectada por diferentes movimientos de ladera); (c) El análisis puede ser hecho usando movimientos generados

durante un cierto periodo, y la validación realizarse considerando movimientos ocurridos en periodos posteriores. Esta técnica se considera la más fiable para testar la validez de la predicción realizada (Irigaray et al. 2007).

Se ha indicado la facilidad que la metodología desarrollada en un SIG ofrece para la elaboración de mapas de susceptibilidad y peligrosidad ante movimientos de ladera (Chacón et al. 1993, 1994, 2006), sin embargo, son mucho menos frecuentes los ejemplos en taludes rocosos (Irigaray et al. 2003, 2010; Günther et al. 2004; Kim et al. 2004; Aksoy y Ercanoglu 2007). La estabilidad en taludes rocosos ha sido aproximada por diferentes métodos (Scavia et al. 1990; Griffith y Lane 1999; Chen et al. 2007), entre los que destacan el análisis cinemático y el método de equilibrio límite. El análisis cinemático es un método geométrico que determina los diferentes tipos de rotura posibles, según las relaciones angulares entre las discontinuidades y el talud, si bien, los resultados únicamente indican si la rotura es o no geoméricamente posible. Este método ha sido utilizado por varios autores (Markland 1972; Hoek y Bray 1981; Yoon et al. 2002) para determinar el modo de rotura utilizando la técnica de la proyección estereográfica (Panet 1969). Por su parte, el método de equilibrio límite, indica que la rotura de una roca fracturada se produce a lo largo de una superficie de discontinuidad cuando el esfuerzo de cizalla (shear stress), sobre la superficie de rotura, supera la resistencia a la cizalla (shear strength) de dicha superficie. Este tipo de análisis se ha realizado tradicionalmente mediante el cálculo determinista del Factor de Seguridad. Esto es, el factor por el cual es necesario reducir la resistencia un talud rocoso para que alcance un estado de equilibrio límite. Se determina mediante la relación entre el esfuerzo total resistente a la rotura y el esfuerzo total que tiende a producir la rotura, y se calcula a partir de la correspondiente ecuación de equilibrio límite (Goodman y Bray 1976; Kumsar et al. 2000; Hoek 2007). Sin embargo, la incertidumbre y/o variabilidad asociada con las propiedades geotécnicas de los materiales que dificultan la selección de los valores apropiados necesarios para este tipo de análisis, han provocado la aparición de métodos probabilísticos y algunos autores han propuesto sustituir el uso del factor de seguridad estándar por un coeficiente de fiabilidad (coefficient of reliability) o probabilidad de rotura (Probability of Failure), definido como la probabilidad de que el factor de seguridad sea inferior a la unidad (Hoek 2007). El método de equilibrio límite ha sido utilizado para el análisis de la estabilidad en taludes rocosos por numerosos autores, tanto desde el punto de vista determinista (Sarma 1979; Brown y Ferguson 1979; Warburton 1981) como probabilista (McMahon 1975; Morriss y Stoter 1983; Priest y Brown 1983; Scavia et al. 1990). Este método tiene la limitación de que es necesario conocer el modo de rotura antes de poder aplicarlo, dado que las ecuaciones de equilibrio límite son diferentes para cada tipo de rotura. Es decir, el método no puede reconocer el modo de rotura sin la ayuda de un análisis cinemático previo (Kim et al. 2004).

En cuanto a los avances para la estimación de la peligrosidad de los movimientos de ladera a nivel regional por métodos estadísticos, existen numerosas revisiones en la bibliografía (Carrara 1983; Brabb 1984; Varnes 1984; Carrara et al. 1991, 1995; Van Westen 1993, 1994; Soeters y Van Westen 1996; Chung y Frabbri 1999; Guzzetti et al. 1999; Dai et al. 2002; Chacón et al. 2006), sin que exista un procedimiento normalizado debido a la extraordinaria amplitud su espectro (Guzzetti 2002). Varnes (1984) indica que los mapas de peligrosidad deben proporcionar información sobre probabilidad de ocurrencia de los movimientos. Sin embargo, históricamente los mapas de peligrosidad no tenían la capacidad de predecir la probabilidad (temporal) de ocurrencia (Corominas

y Moya 2008). Ha sido muy frecuente la utilización del término peligrosidad “Hazard” como sinónimo de susceptibilidad (Van Westen et al. 1999), ya que ésta representaba la peligrosidad máxima. Para estos casos Chacón et al. (1996b) propone el término “Danger”, que puede expresar mejor la capacidad destructiva de un movimiento, y por su parte Corominas y Moya (2008) el término “Frequency” para referirse únicamente a la probabilidad temporal. Cardinali et al. (2002) propone la magnitud o intensidad de un movimiento (como función de su volumen y velocidad) una medida del potencial destructivo del mismo, y Guzzetti (2002) estima que el área del movimiento puede ser una aproximación razonable para la aproximar la magnitud del mismo.

Esta probabilidad se puede evaluar por el cálculo de la probabilidad de fallo de la pendiente como se ha comentado con anterioridad, o a través del análisis de frecuencia de movimientos (o reactivación de los mismos) en el pasado (Brabb 1984). El empleo de técnicas históricas basadas en datos directos o fotos aéreas en la evaluación de periodos de retorno, ha sido objeto de diversas contribuciones (Flageollet 1996; Dikau y Schrott 1999; Carrara et al. 2003; Remondo et al. 2003).

Entre los mapas de peligrosidad publicados, se pueden diferenciar mapas basados en series temporales o eventos singulares de movimientos de ladera y cantidad de lluvia, y mapas basados en el análisis de terremotos de magnitud y período de retorno conocidos y de los movimientos de ladera desencadenados. La elaboración de mapas basados en series temporales o eventos singulares de movimientos de ladera y cantidad de lluvia se ha abordado desde diferentes perspectivas, y cabe citar aquellos obtenidos a partir de mapas de densidad de movimientos de ladera (Coe et al. 2004), a partir de mapas de susceptibilidad (Irigaray et al. 2000; Carrasco et al. 2003; Corominas et al. 2003; Remondo et al. 2004) o bien a partir de modelos físicos o estadísticos (Terlien et al. 1995; Terlien 1997; Frattini et al. 2004; Xie et al. 2004; Carrara et al. 1991). Como ejemplos de los mapas basados en el análisis de terremotos de magnitud y período de retorno conocidos y de los movimientos de ladera desencadenados cabe citar los trabajos nacionales de Rodríguez-Peces et al. (2008) y (2009) en Sierra Nevada, y los trabajos internacionales de Jibson et al. (2000) y Refice & Capolongo (2002). La metodología se basa en el análisis retrospectivo de inventarios de movimientos de ladera producidos por terremotos bien conocidos. El procedimiento general requiere la modelización de los movimientos de ladera con el modelo de Newmark (1965) que establece la relación entre el desplazamiento de un bloque sobre un plano inclinado, su inclinación y la intensidad sísmica, por lo tanto compatible con deslizamientos translacionales. Como resultado se obtiene un mapa de zonación de la probabilidad de rotura sísmica de las laderas que, en la medida en que se asocia a un evento sísmico con período de retorno determinado, puede ser considerado como un mapa de incidencia espacial y temporal.

Igualmente importante es el empleo de técnicas precisas de adquisición de datos como la instrumentación topográfica, GPS, Láser Escáner, fotogrametría terrestre y aérea, y teledetección (con sensores de alta resolución), que permitan el análisis preciso de la susceptibilidad a los movimientos de ladera. Entre estas técnicas, la fotogrametría aérea digital o los sensores remotos de alta resolución son las más adecuadas para la delimitación y cartografía precisa de los movimientos de ladera y los factores que los determinan (Fernández et al. 2011). Permiten además el empleo de comparaciones de series históricas de fotografías aéreas de la misma región para detallar la actividad de los movimientos de ladera, especialmente en áreas con una cubierta vegetal continua en

las que las huellas de los movimientos de ladera se pueden seguir sin dificultad (Carrara et al. 2003; Remondo et al. 2003). Los análisis posteriores son llevados a cabo en SIG, cuya utilidad para estos estudios los ha convertido en herramientas casi imprescindibles (Chacón et al. 1992, 2006).

Por tanto, como se ha comentado, el establecimiento de la probabilidad de ocurrencia de los movimientos durante un período establecido, por lo general, se obtiene de los catálogos de los eventos de movimientos históricos (Guzzetti et al. 2005). Así se puede establecer un frecuencia de recurrencia de generación de movimientos y estimar su actividad (WP/WLI 1993a, 1995). Un importante avance en cuanto a la determinación de la actividad de los movimientos de ladera es la introducción del concepto de grado de diacronía (Chacón 2008, 2009, Chacón et al. 2010), que en sus trabajos propone una metodología para integrar los datos temporales y espaciales de los movimientos de ladera. Se distinguen movimientos monocrónicos, cuando alcanzan el estado final en segundos o minutos, y movimientos diacrónicos, cuya evolución temporal se extiende entre muchos minutos, horas a decenas de siglos, y se expresa en distintas etapas de desarrollo, cuya observación es fundamental para la previsión de consecuencias. Mientras que los movimientos monocrónicos, predominantes en los inventarios de las diversas regiones inestables, no requieren el factor tiempo como determinante en su progresión, para los movimientos diacrónicos, las cartografías previsoras han de incorporar el factor tiempo, en cuanto a la frecuencia de la generación de movimientos y, además, en cuanto a la diacronía del desarrollo y sus consecuencias, para la determinación de los niveles de peligrosidad y riesgo. En estos trabajos se integran los conceptos de estado, distribución y estilo de la actividad, a la vez que se propone una escala, de I a XII, que asigna un grado de diacronía según la tasa de desplazamiento del movimiento (tabla 2), independientemente si esta se produce de una forma relativamente súbita o gradual.

**Tabla 2** Escala y grados de diacronía de movimientos de ladera con ejemplos y referencias (Chacón, 2008)

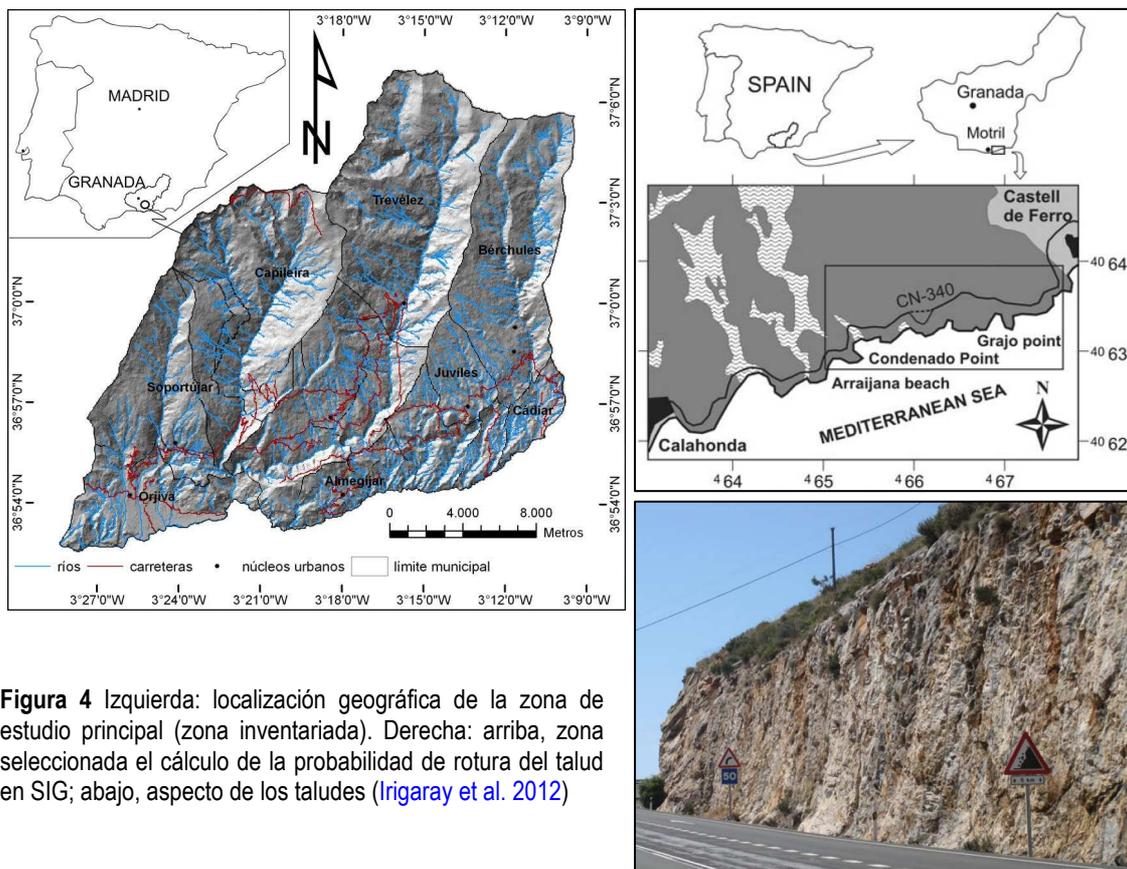
Grado	Diacronía (años)	Equivalencias	Ejemplos y referencias
I	0 - 10 <sup>-7</sup>	0 - 3.15 s	Caídas y desprendimientos
II	10 <sup>-7</sup> - 10 <sup>-6</sup>	3.15 s - 3.15 m	Deslizamiento de rocas de Frank (Alberta, Canadá, 1903) (Benko y Stead 1998)
III	10 <sup>-6</sup> - 10 <sup>-4</sup>	3.15 - 52.6 m	Avalanchas de Huascarán (Perú, 1970) (Carey 2005)
IV	10 <sup>-4</sup> - 10 <sup>-2</sup>	52.6 m - 3.65 d	Flujos y coladas del valle de Monachil (Granada, 1924) (Navarro Neumann 1924)
V	10 <sup>-2</sup> - 10 <sup>-1</sup>	3.65 - 36.5 d	Deslizamiento y flujo de Olivares (Moclín, Granada, 1986) (Chacón y López 1988)
VI	10 <sup>-1</sup> - 10 <sup>0</sup>	36.5 d - 1 año	Flujo de derrubios de Nara (Japón) (Fujisawa et al. 2005)
VII	10 <sup>0</sup> - 10 <sup>1</sup>	1 - 10 años	Deslizamiento de Torvizcón (Granada, 1996)
VIII	10 <sup>1</sup> - 10 <sup>2</sup>	10 - 100 años	Deslizamiento de Almegíjar (Granada, 1996)
IX	10 <sup>2</sup> - 10 <sup>3</sup>	100 - 1000 años	La Grieta de Benamejí (Córdoba 1730-2001) (Ferrer et al. 2000)
X	10 <sup>3</sup> - 2x10 <sup>3</sup>	1000 - 2000 años	Deslizamiento flujo de Slumgullion (Colorado, USA) (Coe et al. 2003)
XI	2x10 <sup>3</sup> - 5x10 <sup>3</sup>	2000 - 5000 años	Deslizamiento y flujo de Man Tor (Derbyshire, UK) (Arkwright et al. 2003)
XII	> 5x10 <sup>3</sup>	> 5000 años	Rincon Mountain Landslide (La Conchita, California, USA) (Gurrola et al. 2009)

Escala: Contemporánea (2009-1900), Histórica (1899 a 1 d.C), Pre-Histórica (1 a 5000 a.C.), e Hiper-Histórica >5000 años a.C.

## 5 ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio principal (**figura 4 izquierda**) corresponde al área donde se ha realizado el inventario de movimientos de ladera, así como el análisis de la susceptibilidad y peligrosidad. Esa zona se localiza en la vertiente meridional de Sierra Nevada, Granada, en la comarca conocida como La Alpujarra. Ocupa una superficie de 460 km<sup>2</sup>, comprendida entre los paralelos 36°52'N y 37°05'N y entre los meridianos 3°28'W y 3°09'W. Los municipios más importantes y representativos que se encuentran dentro de la zona son Órgiva, Soportújar, Pampaneira, Capileira, Trevélez, Juviles, Almegíjar, Bérchules y Cádiar. Las hojas topográficas 1:50.000 (serie L) que incluyen el área estudiada son 1027-Güejar-Sierra, 1028-Aldeire, 1042-Lanjarón, 1043-Beja y 1057-Albuñol. La Zona está comunicada principalmente por las carreteras comarcales C-332 y C-333. Geográficamente, las cumbres de Sierra Nevada y el río Guadalfeo marcan los límites septentrional y meridional respectivamente. Al este, el límite es el borde oriental de la cuenca del río Guadalfeo, y al oeste, la divisoria entre la cuenca alta del río Guadalfeo y la subcuenca del río Ízbor.

Por otro lado, y para refinar el apartado metodológico, el cálculo de la probabilidad de rotura del talud mediante el uso del SIG<sup>3</sup> se ha realizado en una zona dentro de la vertiente meridional de Sierra Nevada, no vertiente al río Guadalfeo (**figura 4 derecha**). Se ha seleccionado esta zona para el ejemplo práctico de la mencionada metodología, por las características litológicas y estructurales de los taludes. Corresponden a mármoles calizos, con varias familias de discontinuidades, del manto de murtas (Alpujárride), de la maltrecha carretera nacional N-340, tramo Motril-Castell del Ferro.



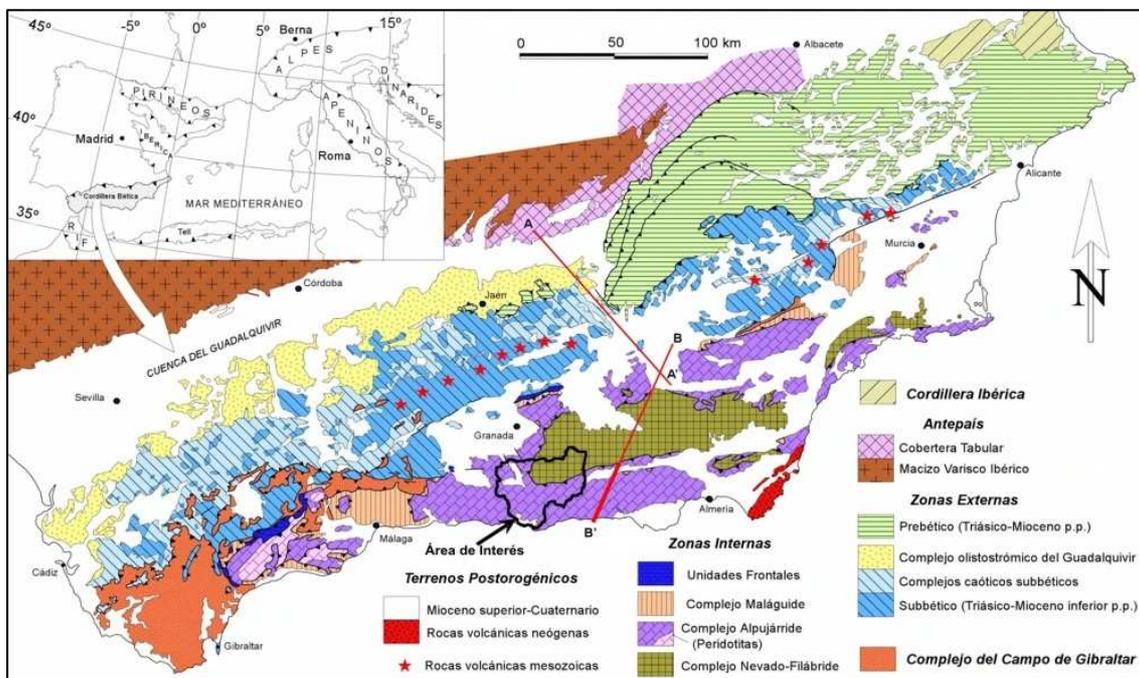
**Figura 4** Izquierda: localización geográfica de la zona de estudio principal (zona inventariada). Derecha: arriba, zona seleccionada el cálculo de la probabilidad de rotura del talud en SIG; abajo, aspecto de los taludes (Irigaray et al. 2012)

<sup>3</sup> Cálculo de la probabilidad de rotura del talud mediante el uso del SIG a partir de un análisis cinemático de los diferentes tipos de rotura (planar, cuña y vuelco), y un análisis probabilístico basado en el equilibrio límite (capítulo 4).

## 5.1 Encuadre geológico

Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio se encuentra íntegramente en las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Afloran los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride del Dominio Interno, y materiales post-tectónicos (Neógeno y Cuaternario) de relleno. El área principal (inventariada) está dividida longitudinalmente por el contacto mecánico (Falla de Mecina) (Aldaya et al. 1984) entre el complejo Nevado-Filábride, al norte, y el Alpujárride, al sur.

La Cordillera Bética, localizada al norte del Mar de Alborán, constituye, junto con la cordillera Rifeña, la terminación occidental de las cadenas alpinas mediterráneas; desarrolladas durante la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática durante el Mesozoico tardío y la era Cenozoica (Martín-Lechado 2005). Está formada por tres dominios tectónicos principales: las Zonas Externas, el Complejo de *flysch* del Campo de Gibraltar y las Zonas Internas (figura 5), sobre los que se sitúan discordantes depósitos neógenos y cuaternarios que conforman de cuencas intraorogénicas.



**Figura 5** Mapa geológico de la Cordillera Bética. A-A', B-B': perfiles sísmicos ESCIBÉTICAS 1 y 2 respectivamente. Tomado de Vera ed. princ. (2004)

Las Zonas Externas, o Dominio Sudibérico, corresponden al paleomargen meridional continental de la placa Ibérica, y están constituidas por una cobertera sedimentaria mesozoica y terciaria, con rocas volcánicas intercaladas. Son fundamentalmente carbonatadas y se pueden dividir de forma genérica en Prebético, de facies proximales, y Subbético, de facies pelágicas (Fallot 1948).

El Complejo del Campo de Gibraltar (Fallot 1948) o Dominio de los Flysch, se extiende sobre las Zonas Internas y Externas. Está formado por turbiditas y materiales terciarios de facies *flysch*, que afloran principalmente al oeste de la Cordillera.

Las Zonas Internas o Dominio de Alborán (Balanyá y García-Dueñas 1987) están constituidas principalmente por tres complejos metamórficos de grado variable, que del

inferior al superior son: Nevado-Filábride (Egeler 1964), Alpujárride (Van Bemmelen 1927) y Maláguide (Blumenthal 1927); además de las unidades de la Dorsal (Durand-Delga y Foucault 1967) y Predorsal (Didon et al. 1973). Tanto el Complejo Nevado-Filábride como el Alpujárride están ampliamente representados en la zona de estudio, y están constituidos principalmente por micaesquistos grafitosos y feldespáticos (Nevado-Filábride); y esquistos, cuarcitas, filitas y mármoles (Alpujárride). Los materiales neógenos y cuaternarios consisten fundamentalmente en margas y limos, cubiertos por conglomerados. No hay evidencias del Maláguide ni de la Dorsal y Predorsal (carbonatado mesozoico y cenozoico), unidades estas, que se encuentran hacia el oeste. La mayor parte de los contactos entre complejos principales que durante muchos años fueron considerados cabalgamientos, han sido reinterpretados durante las décadas de los 89 y 90 como despegues extensionales (fallas normales de bajo ángulo), y los mantos anteriores son redefinidos como unidades o láminas extensionales (Orozco 2006).

El complejo **Nevado-Filábride** (figura 6) es el complejo metamórfico más bajo de las Zonas Internas. Está constituido básicamente por una secuencia inferior de cuarcitas sobre esquistos grafitosos, y una secuencia superior discordante con una variedad litológica mayor, pero son principalmente esquistos y mármoles (Nijhuis 1964). Se acepta una edad Paleozoica para la secuencia inferior y Permo-Triásica para la superior, si bien no es exacta, debido a la ausencia de fósiles.

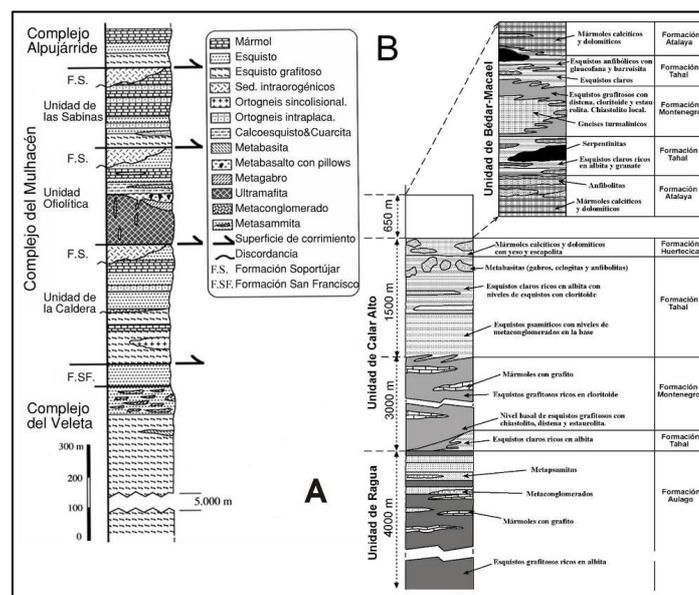


Figura 6. A, síntesis litoestratigráfica del Complejo Nevado Filábride (Puga et al. 2002). B, columna litoestratigráfica sintética de la pila de unidades del Complejo Nevado Filábride (García-Dueñas y Martínez-Martínez 1988). Tomado de Vera ed. princ. (2004)

Respetando la nomenclatura existente en la cartografía y la organización tradicional por mantos, de abajo a arriba, dentro del complejo se pueden diferenciar el manto del Veleta y el manto del Mulhacén (Puga et al. 1974).

- **Manto del Veleta.** Compuesto básicamente por una sucesión monótona, de unos 2000 m, de micaesquistos con pocas masas de anfibolitas y raras epidotas (IGME- Ayala et al. 1979). Aunque los micaesquistos son de diferente naturaleza (feldespáticos, biotíticos y con cloritoide) todos comparten la presencia constante y abundante de

grafito, lo que confiere a esta unidad un aspecto grisáceo oscuro. De forma genérica, se puede describir esta unidad como constituida por micaesquistos grafitosos con masas de anfibolita.

- **Manto del Mulhacén.** Descansa sobre el Manto del Veleta y está constituido básicamente dos unidades separadas por un contacto mecánico (IGME- Ayala et al. 1979), Unidad de Soportújar y Unidad de Lanjarón. Estas dos unidades son de mineralogía análoga pero de diferente grado de metamorfismo.
  - Unidad de Soportújar. La Unidad de Soportújar contiene rocas con un claro metamorfismo térmico prealpino, con cristales de grandes dimensiones. Presenta una base compuesta por micaesquistos de mineralogía variable hacia el techo, desde una mineralogía muy compleja, los que constituyen la base, hasta cuarcita al techo, pasando por granates y cloritoide. Este conjunto litológico está compuesto, sobre todo, por micaesquistos feldespáticos-epidóticos con granate y clorita. La ausencia de grafito le otorga una tonalidad más clara que los materiales infrayacentes, pertenecientes al Manto del Veleta. La Unidad de Soportújar tiene un aspecto más verdoso debido a la presencia de granate y anfíbol. El techo de la unidad está constituido por mármoles cipolínicos (con algunas menas de hierro) con anfíbol y epidota. Intercalados entre los micaesquistos y los mármoles encontramos capas delgadas de gneises. También es frecuente encontrar en la unidad de Soportújar numerosos lentejones de anfibolitas y ortogneises relacionados con una intrusión batolítica. En general hay predominio de micaesquistos sobre mármoles.
  - Unidad de Lanjarón. Esta unidad se encuentra más al oeste y la serie comienza por una base constituida por micaesquistos grises, fácilmente confundibles con los micaesquistos que conforman el Manto del Veleta, con la salvedad de la presencia de distena. El techo está constituido por mármoles, e igualmente que en la Unidad de Soportújar, encontramos gneises intercaldos. Se puede comprobar que la secuencia de la Unidad de Lanjarón es bastante parecida a la de la Unidad de Soportújar, pero de mineralogía más simple, debido a que la Unidad de Lanjarón no ha sufrido un metamorfismo térmico acusado.

Entre rocas del Manto del Mulhacén se intercalan y afloran mármoles, son mármoles brechoides (definidos por Puga (1971) como mármoles conglomeráticos) con una matriz de carbonato y bajo grado de metamorfismo. El 50% del material detrítico son filitas y cloritoesquistos (bajo grado de metamorfismo) y el otro 50% son rocas del Manto del Mulhacén. Es una formación intraorogénica posterior a algunas de las etapas de deformación sufridas por la Unidad de Soportújar.

El complejo **Alpujárride** está situado entre los complejos Nevado-Filábride y Maláguide, y es el más extenso de cuantos componen las Zonas Internas. Está formado por unidades tectónicas que sufrieron un apilamiento y una posterior extensión registrada en la evolución metamórfica alpina (Azañón et al. 1997; Balanyá et al. 1997) y en la superposición de estructuras dúctiles y frágiles (Crespo et al. 1994; Platt et al. 1996).

Una secuencia típica Alpujárride (figura 7) sería la compuesta, de muro a techo, por peridotitas y gneises a la base, seguidamente se encuentran esquistos grafitosos atribuidos al Paleozoico, sobre este material se sitúan metapelitas y cuarcitas de edad Permo-Triásica, y coronando la secuencia hay rocas carbonatadas de edad Triásico medio y superior (Braga y Martín 1987).

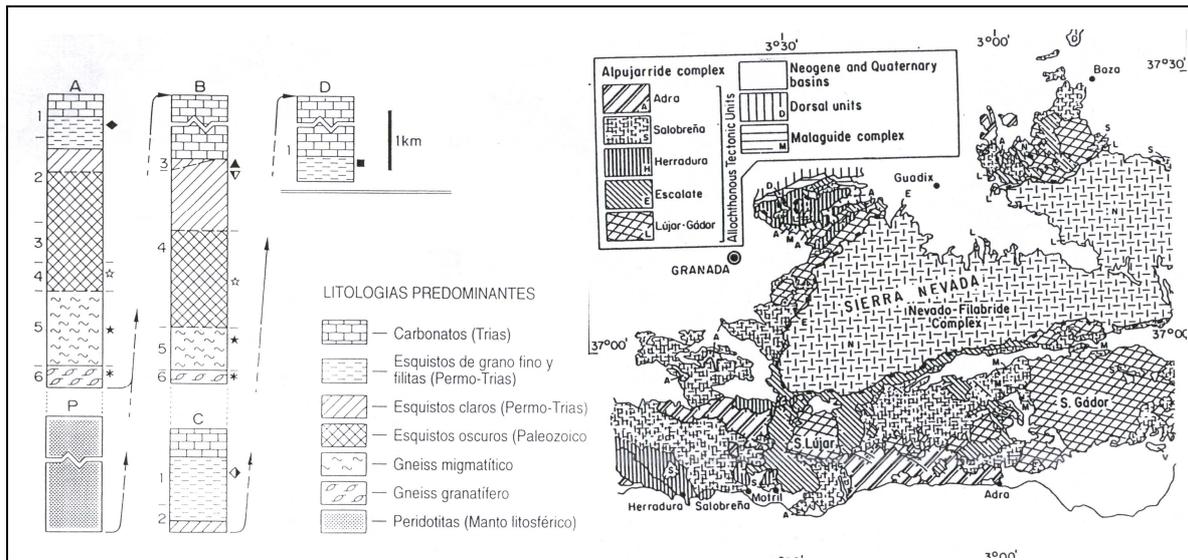


Figura 7: A, secuencia Alpujárride (Balanyá et al. 1997). B, Los mantos Alpujárrides (Azañón et al. 1994)

La división y nomenclatura de las unidades tectónicas que constituyen el complejo Alpujárride han sido objeto de diferentes revisiones (Azañón et al. 1994; Gómez-Pugnaire et al. 2004), señalando la existencia de cinco unidades tectónicas (figura 7): Lújar, Escalate (Cástaras y Alcázar), La Herradura, Salobreña (Salobreña y Murtas) y Adra. Considerando la procedencia de los datos geológicos usados en el presente trabajo (MAGNA, IGME- Ayala et al. 1979), y respetando la nomenclatura existente en la cartografía (de carácter general, comúnmente conocida y divulgada), así como la organización tradicional por mantos (unidades tectónicas), de abajo a arriba, dentro del complejo se pueden diferenciar las siguientes unidades:

- **Manto de Lújar.** Aflora al suroeste de la zona. No está claro que sea el manto inferior del complejo Alpujárride. Hacia el norte se acuña en el contacto con el Manto de Cástaras y no se observa que descansa directamente sobre el Nevado Filábride (Orozco 1972). Está constituido por filitas de grano fino y de tonalidades oscuras donde alternan algunos niveles de calcoesquistos de transición. La mineralogía fundamental de las filitas es cuarzo, mica blanca y clorita. Sobre las filitas hay una secuencia bastante potente de mármoles calizos y dolomíticos. La sierra de Lújar está constituida por esta secuencia carbonatada donde alternan potentes paquetes de mármoles calizos y dolomíticos bien estratificados.
- **Manto de Cástaras.** Como se ha comentado con anterioridad, su relación con el manto de Lujar no está bien definida, y junto con éste puede constituir la base del complejo Alpujárride. En determinadas zonas se observa el manto de Cástaras descansando directamente sobre el Nevado Filábride. La base del manto de Cástaras está constituida por filitas de tonalidad azulada, con calcoesquistos y mica. Básicamente los minerales que aparecen en estas filitas son cuarzo, mica blanca, clorita, albita y calcita. Sobre las filitas hay niveles de calcoesquistos de transición y sobre éstos, mármoles calizos bien estratificados con un bandeo claro y oscuro. Aparecen muchas mineralizaciones de óxidos de hierro entre las filitas y las calizas que se atribuyen al Nevado Filábride.
- **Manto de Alcázar.** Se sitúa sobre el manto de Cástaras. La base del manto de Alcázar está constituida por filitas muy parecidas a las descritas en el manto de Cástaras, esto es, filitas de tonalidad gris azulada en ocasiones rojizas o verdosas. Sobre las filitas aparecen niveles de calcoesquistos amarillentos y sin gran continuidad lateral. Coronando la secuencia del manto de Alcázar hay niveles de mármoles muy parecidos a los descritos en el manto de Cástaras. Se pueden diferenciar por el grado de metamorfismo, bandeo, etc.
- **Manto de Murtas.** Sobre el manto de Alcázar se sitúa el manto de Murtas. Este manto está constituido por micaesquistos grafitosos con intercalaciones de cuarcitas de tonalidad más clara, que en general conforman el típico relieve alomado de tonalidad marrón de la Contraviesa. Sobre esta formación se sitúa otra de cuarcitas y micaesquistos con biotita, similar a la anterior, pero de tonalidad más clara aún. Completando la secuencia, típica Alpujárride, hay filitas de extensión reducida y mármoles de color grisáceo.

El complejo Alpujárride lo completan, de abajo a arriba, el manto de la Herradura, el manto de los Guájares y el manto de Salobreña. Análogamente a los descrito sobre el manto de Cástaras y el manto de Alcázar, no se encuentra una vertical en la que se superpongan unidades atribuibles a los mantos de Murtas, la Herradura, los Guájares y Salobreña. El manto de la Herradura tiene una secuencia Alpujárride bastante completa. La base está constituida por micaesquistos biotíticos bastante oscuros debido a la presencia de grafito. Hacia el techo de esta formación desaparecen minerales como la estauroлита, la distena y el granate, tornándose a tonalidades más claras. Sobre estos micaesquistos se sitúa un nivel de filitas, de tonalidad gris azulada, compuestas fundamentalmente por cuarzo, mica blanca, clorita y, en menor proporción, epidota y calcita. Finalizando la secuencia se encuentra un nivel de mármoles de escasa representación. El manto de los Guájares simplemente aparece representado por pequeños “*klippes*” de micaesquistos y cuarcitas con granate. El complejo Alpujárride lo completa el manto de Salobreña, el cual no aflora en la zona de estudio, y está constituido por una base de esquistos seguidos de mármoles.

Los materiales **Neógenos** presentes en la zona se encuentran fundamentalmente en las cuencas de Órgiva y Cádiar ([Ortega et al. 1985](#)). La cuenca de Órgiva cuenca está compuesta por margas y limos amarillentos a la base, que sólo afloran en la desembocadura del río Sudio. Sobre las margas hay un potente nivel de conglomerados heterométricos, apenas cementados, de tonalidades rojizas y grisáceas, se estiman de edad Plioceno pero no aparece fauna. El neógeno de Cádiar está constituido por una base de conglomerados homométricos que presentan unos cantos redondeados (1-2 cm) y un cemento calcáreo. Esos conglomerados no están siempre representados. Sobre los conglomerados hay una secuencia análoga al neógeno de Órgiva, compuesta por margas y limos infrayacentes a un nivel de conglomerados heterométricos. El **cuaternario** del área corresponde a depósitos aluviales de conglomerados heterométricos grisáceos. Se diferencian entre aluviales recientes (terrazas) y actuales (cauce del río). Puntualmente hay afloramientos aluviales cementados y costra calcárea ([IGME- Ayala et al. 1979](#)).

## 5.2 Rasgos tectónicos

La orogenia alpina, desarrollada desde el Cretácico superior a la actualidad, condiciona la génesis de las estructuras geológicas del área de estudio (Marín-Lechado 2005). El engrosamiento cortical en el Dominio de Alborán (Zonas Internas) afectó al Nevado Filábride y posteriormente al Alpujárride produciendo un metamorfismo de alta presión y baja temperatura. Durante el Paleógeno-Mioceno se produce la migración hacia el oeste (acercamiento al Dominio Sudibérico) del Dominio de Alborán (Azañón et al. 1997).

Durante el Oligoceno inferior-Mioceno inferior hasta posiblemente el Tortonense se produce un evento extensional en el Dominio de Alborán (sistemas de fallas normales de bajo ángulo entre el complejo Maláguide y el complejo Alpujárride). El contacto entre el complejo Alpujárride y el complejo Nevado-Filábride, que atraviesa longitudinalmente toda el área de estudio, corresponde a una de las principales fallas normales de bajo ángulo, que aprovecha para encajarse el río Trevélez, afluente del Guadalfeo. Esta falla tiene un movimiento de bloque de techo hacia el oeste-suroeste y que continuó activa hasta el Tortonense (García-Deñás y Martínez-Martínez 1988; Galindo-Zaldívar et al. 1989; Jabaloy et al. 1993).

La morfología actual está condicionada por las estructuras activas existentes desde el Tortonense superior hasta la actualidad. La colisión entre el Dominio de Alborán y el Dominio Sudibérico debido a la convergencia NO-SE produce la formación de grandes pliegues abiertos (figura 8) que conforman el relieve actual de la Cordillera. Esta convergencia produce también una extensión perpendicular, NE-SO, con el desarrollo de fallas normales y fallas de salto en dirección (Marín-Lechado 2005).

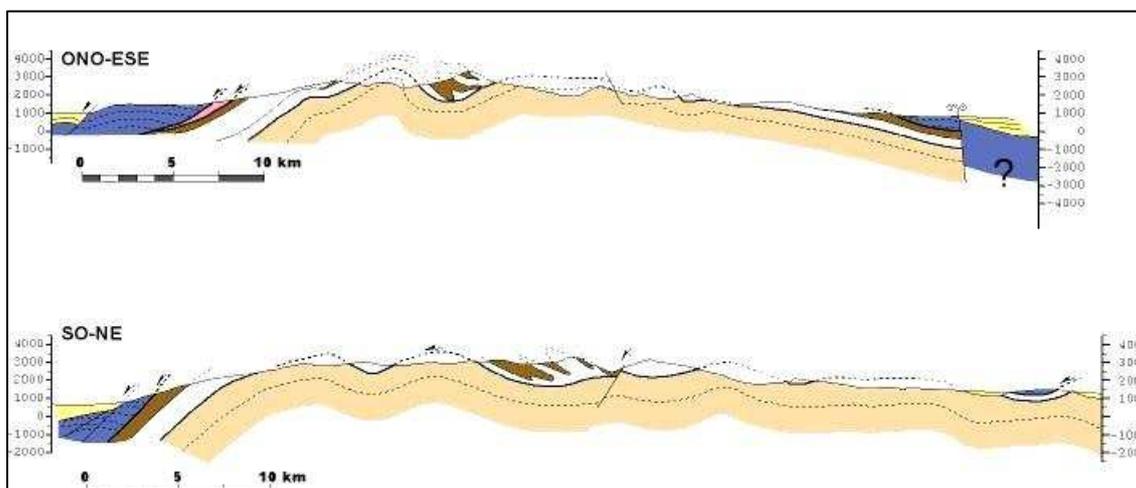


Figura 8 Domo alargado de Sierra Nevada en su parte occidental. Tomado de Vera ed. princ. (2004)

## 5.3 Rasgos geomorfológicos

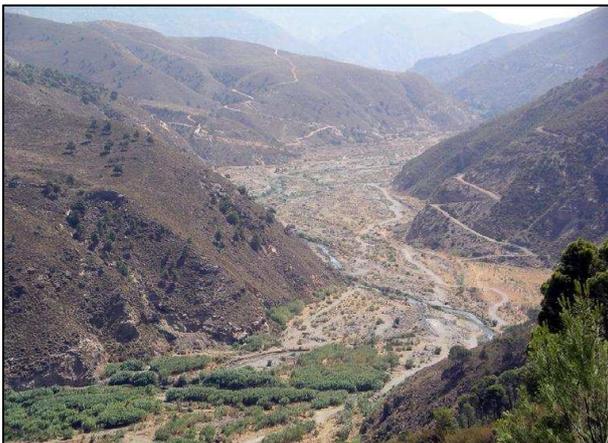
Como se ha comentado con anterioridad, la morfología actual de la zona de estudio está fuertemente condicionada por sus características tectónicas, además de por el modelado glaciar (Castillo 2000) y el rejuvenecimiento del relieve (Chacón 1999).

La zona, como el resto de la Cordillera Bética, presenta una gran complejidad estructural. La configuración de valles sigue direcciones estructurales claras, sub-

paralelas a la dirección de los grandes contactos mecánicos entre Alpujárride y Nevado-Filábride. Muchas de estas direcciones están articuladas por fallas complementarias, casi ortogonales a los principales sistemas de fracturación que individualizan bloques tectónicos. Cabe destacar la falla del río Ízbor y la falla responsable del cambio de dirección del curso del río Guadalfeo (de E-W a SW) en su confluencia con el Íbor (D'Angiuro 2006). En general, el área presenta una morfología variada, en las que zonas marcadas por un relieve alomado alternan con zonas de orografía abrupta, donde los cauces están muy encajados y los movimientos de ladera son abundantes (Jiménez-Perálvarez et al. 2005).

La altura media del área es de 1800 m, si bien, el 40% está por encima de 2000 m, y el 20% por encima de 2500 m, presentando una amplitud del relieve de 3300 m. El tramo más representativo es el comprendido entre 1500 y 2000 m. El límite superior viene marcado por la cima del Mulhacén (~3475 m); el valor mínimo de altitud coincide con el cauce del río Guadalfeo (~200 m). Las Sierras de Lújar y Contraviesa al Sur, y Sierra Nevada al Norte, son los relieves más importantes del área, y corresponden a antiformas desarrolladas por la comentada convergencia NO-SE. El modelado marcadamente glaciar de las cumbres de Sierra Nevada finalizó hace unos 8000 años como mínimo (Castillo 2000). En la actualidad, las formas del relieve están dominadas por formas erosivas y de acumulación glaciar: circos, cubetas de sobreexcavación, aristas, superficies pulidas, morrenas, etc. modificadas por el modelado periglacial y fluvial dominante durante la mayor parte del Holoceno. Este relieve suave (Nevado-Filábride) contrasta con la morfología abrupta de la parte baja, dominada por mármoles y filitas Alpujárrides.

El río Guadalfeo, cuya cuenca alta es el objeto principal de estudio, atraviesa longitudinalmente la zona. Transversalmente a él se disponen de forma casi paralela los ríos Grande de Cádiar, Trevélez, Poqueira y Chico (como cauces principales), todos afluentes del Guadalfeo. Estos ríos presentan un fuerte encajamiento, más pronunciado en la parte baja, y discurren por valles alargados, con sección transversal en forma de V. Mientras discurren por material Nevado-Filábride, presentan una morfología fluvial tipo dendrítico, con textura de cauces medio fina, típica de un sustrato poco permeable con elevados niveles de escorrentía (D'Angiuro 2006). Al pasar a materiales Alpujárrides, los ríos se ensanchan y adoptan una morfología tipo "braided", valles en forma de U, con amplias zonas de sedimentación, típica de las ramblas mediterráneas (figura 9). En general, el encajamiento de la red fluvial es consecuencia de la elevación continental con gradientes de ascenso de incluso varios milímetros/año durante el Holoceno (Chacón 1999).



**Figura 9** Aspecto del valle del río Guadalfeo a su paso por materiales Alpujárrides. Foto tomada de D'Angiuro (2006)

La pendiente media de la zona es de 20° si bien, casi el 70% del terreno presenta una pendiente superior a 15°, y presenta una exposición fundamentalmente al sur (38%); únicamente el 4% de la zona presenta una exposición al norte.

## 5.4 Hidrogeología

La hidrología de la zona está directamente condicionada por las variables que controlan la caída de nieve y el deshielo, así como por el comportamiento hidrogeológico de los materiales de superficie. Como se ha comentado con anterioridad, la mayor parte del área corresponde a micaesquistos, que son materiales poco permeables, si bien, presentan un grado de alteración superficial que posibilita la infiltración del agua del deshielo y de la escorrentía. En la cuenca del río Guadalfeo se recogen la mayoría de las escorrentías de Sierra Nevada, que junto con la Cotravesa y Lújar se pueden cuantificar en 191 hm<sup>3</sup>/año (D'Angiuro 2006). Bordeando a los micaesquistos y, aflorando a cotas más bajas, se encuentra la potente serie de mármoles calizos y dolomíticos, generalmente muy fracturados; corresponden por tanto a materiales permeables, en los que la escorrentía superficial es poco frecuente (Castillo 2000).

Estos aspectos se unen a los ya comentados sobre la red de drenaje en el apartado de rasgos geomorfológicos. Las características hidrológicas, junto con las topográficas, litológicas y edáficas, añadiendo el estado actual de la cobertura vegetal y la intervención humana, determinan una vulnerabilidad a la erosión que ponen en peligro las actividades de la zona (Vázquez-Sell 1995).

## 5.5 Clima

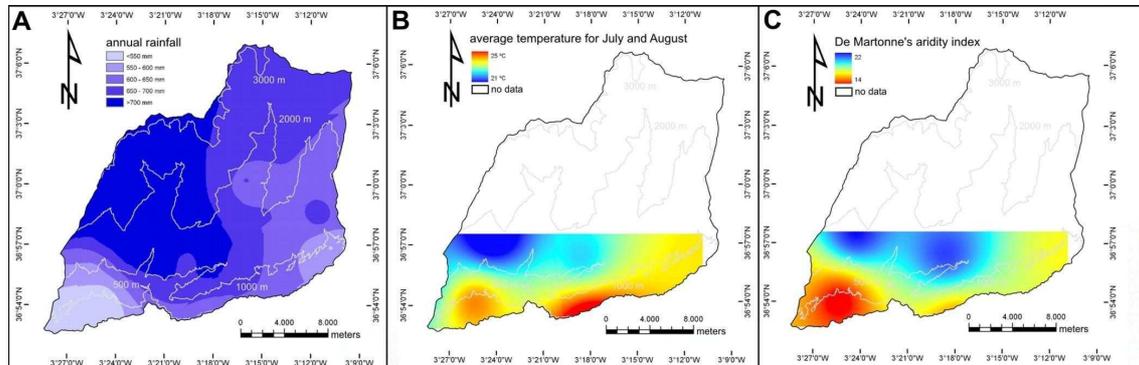
El clima posee las características típicas del clima mediterráneo. Si bien, debido a las diferencias en altitud, tan acusadas en la zona, y otras particularidades del relieve, presenta una variabilidad microclimática dentro de la cuenca. Estas variaciones se manifiestan tanto en la temperatura como en las precipitaciones (tabla 3). La aridez del clima mediterráneo es menos acusada en las zonas de mayor altitud y en las de mayor influencia marítima, apareciendo microclimas con una vegetación específica. Un hecho destacable en la zona es que gran parte de las precipitaciones son en forma de nieve con el consecuente efecto regulador sobre el régimen hídrico.

La distribución de precipitaciones comprende un periodo de sequía estival que se extiende entre los meses de mayo y septiembre, especialmente en julio y agosto, donde la precipitación media es inferior a 10 mm/mes. El máximo de lluvias se produce durante la primavera y, sobre todo, durante el otoño. En cuanto a la temperatura, se observan contrastes térmicos entre el invierno (~8°C) y el verano (~23°C), con una gradación de temperaturas, como efecto elevación, que disminuyen hacia las zonas más altas de la cuenca y aumentan hacia la zona costera. En general se aprecia un ascenso gradual de las temperaturas de enero a agosto y un descenso gradual a partir del mes de septiembre.

**Tabla 3** Lluvia y temperatura media por meses en diferentes áreas de la zona de estudio. **A**, temperatura media anual; **B**, lluvia anual

Localidad	Cádar		Lanjarón		Órgiva		Pórtugos		Soportújar		Torvizcón	
	T (°C)	pp (mm)	T (°C)	pp (mm)	T (°C)	pp (mm)	T (°C)	pp (mm)	T (°C)	pp (mm)	T (°C)	pp (mm)
Enero	7.2	77.1	8.7	60.2	9.3	70.1	4.7	103.5	6.3	91.5	7.3	71.5
Febrero	8.3	65.2	9.2	55.4	10.5	54.8	6.1	101.1	7.3	83.3	8.5	61.6
Marzo	10.5	53.8	10.6	53.4	12.0	43.2	8.2	77.5	8.5	79.6	11.1	50.8
Abril	12.6	56.3	12.3	52.0	14.0	44.2	10.4	70.6	10.3	78.1	13.3	48.1
Mayo	16.3	39.2	15.5	34.2	17.8	30.2	14.3	45.6	13.8	43.4	16.7	33.9
Junio	20.2	15.9	18.8	12.8	20.9	10.9	18.7	20.2	17.1	22.7	21.7	16.5
Julio	23.9	3.0	22.1	2.7	24.3	2.0	22.8	3.0	21.5	1.8	25.7	3.4
Agosto	24.1	4.4	22.5	4.8	24.5	2.6	22.9	5.1	21.9	7.7	25.4	3.9
Septiembre	20.9	27.1	19.9	21.9	21.8	20.2	19.4	26.0	18.9	32.4	22.0	21.7
Octubre	15.5	66.8	15.8	54.3	17.0	56.6	13.3	81.6	13.7	78.9	16.1	60.3
Noviembre	10.8	82.5	11.6	68.3	12.9	71.4	8.4	98.7	9.6	94.3	11.4	82.6
Diciembre	7.8	88.6	9.5	74.3	10.0	76.7	5.0	112.6	7.0	113.5	7.7	89.0
Anual	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
	14.8	580.0	14.7	494.4	16.3	482.8	12.8	745.5	13.0	727.1	15.6	543.4

El análisis de los índices climáticos y de aridez (Paltineanu et al. 2007) a partir de la distribución de temperaturas y precipitaciones (figura 10) le confieren a la zona de estudio las características propias del clima mediterráneo-semiárido (De Martonne 1926), donde las precipitaciones son ligeramente inferiores a la evaporación (Köppen 1936).

**Figura 10.** **A**, lluvia media anual; **B**, temperatura media en julio y agosto; **C**, Índice de Aridez de “De Martonne” = lluvia anual en mm / (temperatura en °C + 10)

El “Lang’s Moisture Factor” (precipitación anual en mm / temperatura media anual en °C) tiene un valor promedio de 42, que corresponde a un clima semiárido (Lang 1920; Köppen 1936). El “Índice de aridez de De Martonne” (precipitación anual en mm / [temperatura en °C + 10]) (De Martonne 1926; Botzan et al. 1998) tiene un valor medio que fluctúa entre 18 si se consideran los meses más cálidos y 21 para la temperatura media anual. Estos valores corresponden a las características propias del clima semiárido para los meses más cálidos y en el límite de clima semiárido y sub-húmedo si se considera la temperatura media anual. Ruiz y Martínez (2009) proponen una condición similar entre clima semiárido y sub-húmedo, para cuencas adyacentes a la zona de estudio, con un índice de aridez de 19.7.

## 5.6 Vegetación

Desde el punto de vista de la vegetación, el territorio de La Alpujarra, donde se encuentra el área de estudio, pertenece a la provincia Bética, incluyendo parte de los sectores Nevadense, Alpujarreño-Gadoreense y Malacitano-Almijareense (Vázquez-Sell 1995).

Los matorrales arbustivos se localizan de manera muy puntual en su territorio original, refugiándose en las zonas donde el fuego no prospera. Así los enebrales han sido sustituidos por piornales. Los matorrales fruticosos prosperan en sustratos carbonatados y los pastizales amacollados sobre micaesquitos, mármoles, margas yesíferas, etc. (Vázquez-Sell 1995).

## 5.7 Aspectos socioeconómicos

Las vías de comunicación de la zona presentan un trazado sinuoso y difícil debido a la complicada orografía. El motor económico de la región es la agricultura, la ganadería y últimamente el turismo. Las principales actividades agrícolas son el olivar, el almendro y los viñedos. Respecto a la ganadería predomina el ovino y el caprino, siendo también importante el bovino y porcino. La paulatina desaparición de la minería, y la ausencia de industria, hace del turismo la segunda actividad económica de la zona. El porcentaje de tierra labrada (tabla 4) es muy modesto respecto al territorio ocupado por plantaciones, pastos y masas forestales.

**Tabla 4** Actividades económicas en el área de estudio. Tomado de Vázquez-Sell (1995)

Uso	Cuenca Guadalfeo	Provincia Granada
Tierras Labradas	16%	45%
Prados y Pastos	17%	13%
Forestales	33%	22%
Otros	34%	20%

## CAPÍTULO 2

### Building models for automatic landslide-susceptibility analysis, mapping and validation in ArcGIS

J.D. Jiménez-Perálvarez<sup>(1)\*</sup>, C. Irigaray<sup>(1)</sup>, R. El Hamdouni<sup>(1)</sup> and J. Chacón<sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Granada, Granada, Spain.

(1)\* Correspondence to: C. Irigaray. Departamento de Ingeniería Civil, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos. Campus Universitario Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. E-mail: clemente@ugr.es

**Abstract:** In this paper, ModelBuilder™ in ArcGIS (ESRI) has been applied to landslide-susceptibility analysis, mapping and validation. The models (scripts), available for direct downloading as an ArcGIS tool, allow landslide susceptibility to be computed in a given region, providing a landslide-susceptibility map, with the GIS matrix method, and ensuring a quality validation. The paper details the steps needed for the model-building process, enabling users to build their own models and to become more familiar with the tool. The susceptibility model leads the user first through a Digital Elevation Model (DEM), depicting the morphological and morphometric features of the study area, and then through a Digital Terrain Model (DTM), useful as a source of landslide-determinant factors, such as slope elevation, slope angle and slope aspect. In addition, another determinant factor is the lithological unit, independent of the DEM. Once the determinant landslide factors are reclassified and in a vectorial format, all the combinations between the classes of these factors are determined using the geoprocessing abilities of ArcGIS. The next step for the development of the landslide-susceptibility model consists of identifying the areas affected by a given surface of rupture (i.e. source area) in every combination of the determinant-factor classes. This step leads to the landslide matrix based on a previously georeferenced landslide database of the region, in which the slopes are distinguished into two simple classes: with or without landslides. In the last stage, to build a landslide-susceptibility model, the user computes the percentages of area affected by landslides in every combination of determinant factors. In the resulting landslide-susceptibility map a progressive zonation of areas or slopes increasingly prone to landslides is performed. A model for the validation of the resulting landslide-susceptibility map is also presented, based on the determination of the degree of fit, which is calculated from the cross tabulation between a set of landslides (not included in the susceptibility analysis) and the corresponding susceptibility map.

**Keywords:** Bivariate statistical analysis; Landslide susceptibility; GIS matrix method; ArcGIS

*Nat Hazards (2009) 50: 571-590*

DOI 10.1007/s11069-008-9305-8

Received: 29 October 2007

Accepted: 10 October 2008

Published online: 4 November 2008

© Springer Science+Business Media B.V. 2008

## 1 INTRODUCTION

Landslides (slope movements) are natural or man-induced phenomena that generate risks (Varnes 1984; Fell 1994; Glade et al. 2005; Chacón et al. 2006), and therefore it would be necessary to consider such processes in land-use planning. Unfortunately, slope movements are commonly taken into account only in post mortem analyses of catastrophic events, or for civil engineering purposes (Varnes 1978; Chacón et al. 2006).

Landslide susceptibility, a measure of how prone land units are to landsliding, was quantitatively approached by Brabb et al. (1972). In mathematical form, it can be expressed as the probability of spatial occurrence of slope failures, given a set of geo-environmental conditions (Guzzetti et al. 2005). In general, susceptibility can be evaluated by two methods: (1) those based on modelling techniques founded on physical and mechanic laws of the equilibrium of forces, and (2) those based on statistical techniques founded on the principle of actualism, in which the GIS can be of great utility. Geographical Information Systems (GIS) offer a powerful tool for analysing the processes which occur on the Earth's surface (Bonham-Carter 1994). The availability of personal computers and the great number of commercial GIS software packages favoured a widespread use of GIS for the analysis and modelling of georeferenced data, and the development of specific applications for physical processes such as slope instability (Carrara et al. 1995; Irigaray 1995; Ayalew and Yamagishi 2005; Chacón et al. 2006; Davis et al. 2006).

Methods for GIS landslide-susceptibility mapping evolved over time, taking into account different significant contributions (Crozier 1986; Carrara et al. 1991; Chung et al. 1995; Canuti and Casagli 1996; Guzzetti et al. 1996; Soeters and Van Westen 1996; Aleotti and Chowdhury 1999; Iovine et al. 2003a, b) and the increasing worldwide experience on GIS landslide mapping (Chacón et al. 2006). According to Van Westen et al. (1997) and Van Westen (2000) in the analysis of susceptibility in GIS, several methodologies can be differentiated into:

- the empirically based approach, particularly suited for small-scale regional surveys. It relies on the production of landslide-hazard maps investigated and controlled by the earth scientist responsible for the analysis (heuristic qualitative approach) (Carrara and Merenda 1974; Stevenson 1997; Kienholz et al. 1983).
- the statistical quantitative approach for medium-scale surveys or inventory-based method (also empirically based). It allows for a better comprehension of the relationships between landslides and preparatory factors, and guarantees lower subjectivity levels with respect to the heuristic approach (Ermini et al. 2005). In the statistical analysis, the combinations of factors that led to landslides in the past are determined statistically, and quantitative predictions can be made for areas currently free of landslides, in which similar conditions exist. Notable within the statistical methods are basically multivariate and bivariate statistics.
- the data-driven multivariate statistical analysis. All the parameters at unstable sites are analysed by multiple-regression techniques; alternatively, parameter maps are crossed with landslide-distribution maps, and the correlation is established for stable and unstable areas by employing discriminant analyses. One of the pioneer works

was that of Carrara et al. (1977), which was continued by other works (Carrara 1988; Carrara et al. 1992, 1995; Chung et al. 1995).

- the experience-driven bivariate statistical analysis, based on indirect mapping. In this method, the causal factors are entered into a GIS and crossed with a landslide-distribution map. There are different varieties of this method, notably the weights of evidence (Bonham-Carter et al. 1988; Agterberg et al. 1989, 1993; Poli and Sterlacchini 2007), the landslide-index method (Van Westen 1993, 1994; Van Westen et al. 1997) and the one used in the present work, the matrix method (DeGraff and Romesburg 1980; Maharaj 1993; Cross 1998; Irigaray 1995; Irigaray et al. 1999, 2007; Clerici et al. 2002).
- the physically based or process-based approach for detailed studies. These consist of slope-stability analyses generally aimed at evaluating a safety factor (Okimura and Kawatani 1986; Mulder and Van Asch 1988; Hammond et al. 1992; Pack et al. 1998).

As a whole, a high number of GIS landslide-susceptibility (or hazard) methods were developed (Carrara et al. 1995; Guzzetti et al. 1999). Nevertheless, susceptibility maps need to be validated. Through validation (sometimes called evaluation or test), the quality of the proposed susceptibility estimate must be evaluated (Irigaray et al. 1999, 2007; Chung and Fabbri 2003; Guzzetti et al. 2006). The quality of a landslide-susceptibility model can be ascertained using the same landslide data used for the estimate, or by using independent landslide information not employed for the assessment (Guzzetti et al. 2006). Three basic techniques can be used to obtain an independent sample of landslides for validating a landslide-susceptibility map (Remondo et al. 2003): (a) the original inventory can be randomly split into two groups, one for the susceptibility analysis and one for validation; (b) the analysis can be conducted in a part of the study area, and the susceptibility map tested in another part (i.e. affected by different landslides); (c) the analysis can be made using landslides generated in a certain period, and validation performed by considering landslides occurred in different periods. The latter technique, used in the present work, is considered to be the most reliable technique to test the validity of the prediction made (Irigaray et al. 2007).

The currently available commercial GIS packages include programming tools and graphic interfaces which enable the user to rapidly design their own geoprocessing applications. “Model Builder” is a programming tool developed by ESRI (ArcGIS 2004), added to the GIS suite of packages since ArcView 3.0, which includes geoprocessing tools for the generation of recyclable models (McCoy 2004).

The main intention of the paper is the presentation of ArcGIS implemented geoprocessing models (scripts) based on ESRI’s “Model Builder” utility for automatic landslide-susceptibility analysis, using a validated methodology: the GIS matrix method (GMM). The latter offers a good opportunity to GIS users to conduct simple, inventory-based landslide-susceptibility analyses within a familiar commercial GIS environment. Different public organisms (ministries, city halls, research centres) have databases on slope movements that are continuously updated. The proposed landslide-susceptibility model, described in this work, can employ such updated databases in order to validate and revise susceptibility maps with the aim of incorporating them in territorial ordination plans. The tool is available for free downloading as an ArcGIS tool (see details in Appendix).

For the application and activation of the models, a study area characterized by a considerable incidence of landslides was selected (El Hamdouni 2001; Fernández 2001; Chacón et al. 2003; Jiménez-Perálvarez et al. 2005; Chacón et al. 2006; Irigaray et al. 2007). The area (Fig. 1) is located on the southern slopes of Sierra Nevada, in the Betic Cordillera (Spain), with an approximate extent of 158 km<sup>2</sup>. In the area the units of the Internal Zones of the Betic Cordillera and post-tectonic materials (Neogene and Quaternary) outcrop. In this sector, the Internal Zone is represented by the Alpujarride and Nevado-Filabride Complexes. Dark schist and feldspar-bearing micaschist are widespread in the Nevado-Filabride Complex up to the Alpujarride Complex, which is composed of Triassic calcareous schist, marble, phyllite and quartzite (Gómez-Pugnaire et al. 2004). The Neogene materials are composed of marl and silt covered by conglomerate (Ortega et al. 1985).

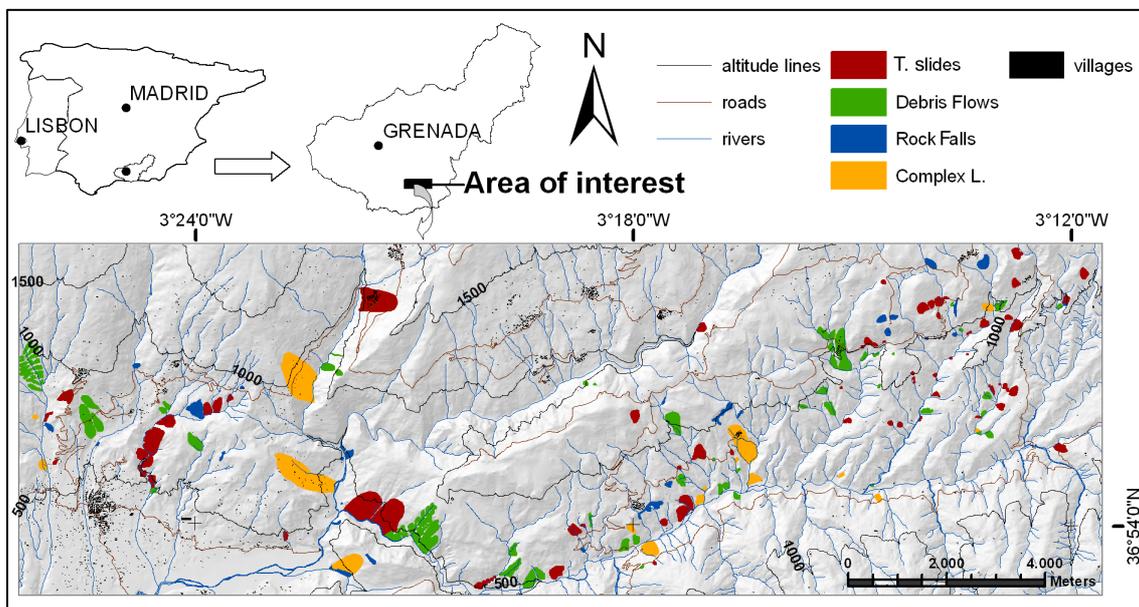


Fig. 1 Location and landslide inventory map. The landslide inventory is composed of 69 translational slides, 52 debris flows, 31 rock falls and 17 complex slides

## 2 FOUNDATIONS OF THE MODELS AND OF REQUIRED DATA

The landslide-susceptibility model presented in this work (tool: “susceptibility\_model”) is based on the GMM, which is a GIS-based method developed by improving a previous method (DeGraff and Romesburg 1980), contributed by Irigaray (1995). In the empirical analysis, an assumption is made that future landslides will occur under the same conditions as in the past. The method is based on bivariate statistical analysis, in turn, founded on cross analysis of maps of determinant factors and spatial frequency of slope movements. It permits an evaluation of the instability index in a given zone, although it is not capable of predicting the susceptibility to slope movements in terms of absolute probability. However, it enables to evaluate the potential relative instability in a broad region by using a series of measurable factors.

The GMM is an appropriate methodology for the working scale of this work (Van Westen et al. 1997). The GMM requires an inventory of landslides and a selection of the

most significant determinant factors to be included in the analysis. The determinant factors are not weighted: the weighting factors are in fact intrinsically performed by the matrix method, as described by different authors (Maharaj 1993; Cross 1998; Irigaray et al. 1999, 2007; Clerici et al. 2002; Fernández et al. 2003). It was also validated with excellent results in the same region where the study area is located (Irigaray et al. 1999, 2007; El Hamdouni 2001; Fernández 2001; Fernández et al. 2003). A quantitative comparison between the GIS matrix method and other bivariate statistical-analysis techniques (Landslide Susceptibility Index –Van Westen 1993, 1994; and weight of evidence –Bonham-Carter 1994) is presented in Sect. 3.5.

## 2.1 Landslide inventory

When adopting a statistical probabilistic approach, the landslide inventory is the first step in any landslide-mapping project intended to provide a susceptibility, hazard or risk assessment. It is perhaps the most important set of data in the entire assessment process and greatly influences the quality of the final results.

In this study, a database containing 169 landslides, described with internationally accepted terms and classifications (Varnes 1978; Cruden and Varnes 1996), was first implemented by collecting data gathered through a phase of interpretation of aerial photographs (at scale 1:20,000) followed by field surveying. The definitive inventory of slope movements was made at a scale of 1:10,000. This landslide inventory is based on movements generated before 1996. The inventory includes a total of 69 slides (translational slides, mainly in phyllite and marble), 52 flows (debris flows, mainly in phyllite), 31 falls (rock falls, mainly in marble) and 17 complexes (complex slides, mainly in quartzite), all identified and mapped (Tables 1, 2 and Fig. 1). The landslides, considered from the source areas to the deposits, were found to affect 3.79% of the total study area. Phyllite units resulted to be the most unstable materials, comprising 38% of the inventoried landslides, followed by marble units at 25%.

**Table 1** Landslide inventory, typologies and dimensions

Affected area (m <sup>2</sup> )						
Typology	<i>n</i>	Maximum	Minimum	Mean	Total	% Relate to total area
Slide (translational slide)	69	686,172	232	37,484	2,661,346	1.68
Flow (debris flow)	52	355,198	287	40,088	2,084,598	1.32
Fall (rock fall)	31	64,244	453	12,792	396,557	0.25
Complex	17	462,465	3,547	57,849	867,741	0.55
Total	169	686,172	232	35,564	6,010,241	3.79

**Table 2** Landslide inventory, percentages in each lithology

% of landslides inventoried in each LITHOLOGY relate to total lithologies of each typology							
Typology	Cs.	Cgm.	Qtze.	Scht.	Marb.	Mscht.	Pht.
Slide (translational slide)	9.86	9.86	18.31	0.00	22.54	0.00	39.44
Flow (debris flow)	0.00	1.92	21.15	5.77	0.00	9.62	61.54
Fall (rock fall)	6.45	0.00	3.23	16.13	74.19	0.00	0.00
Complex	0.00	0.00	40.00	0.00	26.67	6.67	26.67
Total	4.14	4.73	18.93	5.33	24.85	4.14	37.87

*Cs* Calcareous schist; *Cgm* Conglomerate; *Qtze* Quartzite; *Scht* Schist; *Marb* Marble; *Mscht* Micaschist; *Pht* Phyllite

## 2.2 Determinant factors

The determinant factors account for the overall slope-stability condition: the strength of the geological units can in fact be related to the type of soil or rock, to discontinuities or to slope morphology in terms of slope angle, aspect, elevation, size, amplitude (surface covered by a homogeneous slope unit with slope aspect approximately uniform), roughness (describes different combinations of slope angle and aspect in a given region), curvature (describes the slope profile and differences between concave and convex profiles), etc.

The model presented in this paper uses four determinant factors: three DEM derivatives (slope angle, slope elevation and slope aspect), and one derivative from a thematic GIS layer (lithology). Among these factors, those ones most frequently considered in the international literature are slope angle and lithology (Rodríguez-Ortiz et al. 1978; Hansen 1984; Crozier 1986; Guzzetti et al. 1996, 1999; Irigaray et al. 1996, 1999, 2007; Fernández et al. 2003; Ayalew and Yamagishi 2005).

In the study zone, an exhaustive analysis of the most relevant determinant factors was recently published (Irigaray et al. 2007). Even so, with the aim of selecting the set of significant determinant factors, an analysis was performed by crossed tabulation (contingency tables) between the source areas of the landslides and determinant factors. Different correlation coefficients were calculated and significance tests were used to identify the most influencing factors: Chi-square, Coefficient of linear correlation of the contingency coefficient, Tschuprow's T and Cramer's V coefficients (Table 3). Those determinant factors showing the highest degree of association with the landslide inventory were then taken into consideration: lithology, slope angle, slope aspect and altitude (or elevation).

**Table 3** Correlation between the source areas of the landslides and the determinant factors

Factor	$\chi^2$	<i>R</i>	<i>T</i>	<i>V</i>
AL	6.27	0.40	0.07	0.12
IL	3.51	0.35	0.06	0.09
LC	1.20	0.27	0.05	0.05
VC	1.12	0.26	0.03	0.05
FT	0.25	0.18	0.02	0.02
SA	6.80	0.41	0.09	0.12
PP	2.06	0.31	0.05	0.07
LT	12.95	0.48	0.10	0.17
W	0.32	0.19	0.03	0.03
LU	0.46	0.21	0.02	0.03
SL	6.75	0.41	0.09	0.12

Lithology, slope angle, slope aspect and altitude are the determinant factors which show the highest degree of association

*AL* Altitude; *IL* Illumination; *LC* Lithological contacts; *VC* Vertical curvature; *FT* Faults; *SA* Slope aspect; *PP* Precipitation (annual mean); *LT* Lithology; *W* Distance to watercourses; *LU* Land use; *SL* Slope angle;  $\chi^2$  Chi-Square; *R* Lineal and contingency correlation coefficient  $C R = \sqrt{(C/C_{\max})}$ ; *T* Tschuprow's *T*; *V* Cramer's *V*

The determinant factors of instability can vary according to the study zone. In each area, those factors which show the highest degree of association with the landslide inventory should be selected. The model can be easily edited in order to add any other determinant or triggering factor. In this case, previous results (El Hamdouni 2001; Fernández 2001) concerning the reclassification of the determinant factors were adopted, and an entire numerical value was assigned to each class of determinant factors, although further developments of the model could be improved by using other classification methods (natural-breaks, standard deviation, equal intervals, etc.) (Irigaray et al. 2007).

Slope elevation is not the most common determinant factor in the literature, except for studies of mountain areas (like the study area) with pronounced differences in elevation (Fernández et al. 2008). Usually, elevation is considered as an indirect factor, related to/or conditioning other factors such as rainfall, temperature, freeze/thaw cycles, soil development, vegetation, etc., which may be more difficult to quantify. In the zone, the elevation varies between 300 and 1800 m, representing an interval wide enough to introduce significant changes in such climatic conditions such as rainfall and temperature, and also a variable set of vegetation units. The slope angle is one of the most commonly used determinant factors in GIS applications concerning slope-stability (Fernández et al. 2008). The slope aspect (or exposition) has only an indirect influence on landsliding. It is related to other variables, such as soil moisture and development, weathering, etc., which are commonly more intense on north-oriented slopes, because of the lower insolation. Lithology is the most common determinant factor in most stability studies. The model (tool) presented here requires the lithology map as an input datum in order to evaluate the landslide susceptibility. It represents the strength of the materials in terms of slope behaviour during landslides or instability processes. From the Mining and Geology Information System of Andalusia (Spain) (SIGMA 2002), the 1:50,000 geological map of the region was drawn. With the recommendations on map use in geological engineering projects of UNESCO (1976), a number of lithological complexes were reclassified in the units shown on the source map (Fig. 2).

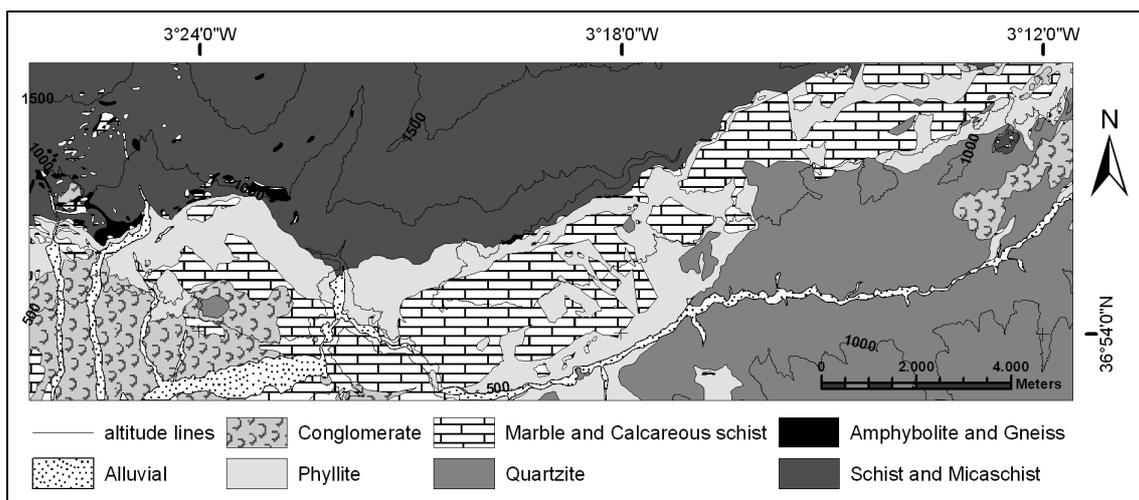


Fig. 2 Lithological complex map

### 2.3 Method of analysis: the GIS matrix method

Once the relevant determinant factors are identified, the landslide susceptibility can be evaluated by delimiting terrain units differently prone to landslides. The GMM was successfully applied to different geological settings and countries (Irigaray 1995; Cross 1998; Irigaray et al. 1999, 2007; Fernández 2001; El Hamdouni 2001). It is based on the computation of three matrices: landslide matrix (LM), total surface of the study area matrix (TSM), and susceptibility matrix (SM). First, a LM is established by calculating areas or extensions affected by the source areas of the landslides in each combination of classes of the selected determinant factors. The TSM matrix is calculated by making all the possible combinations among the classes of determinant factors selected, and then calculating the area occupied by each combination. Finally, in the SM, each cell shows a value calculated by dividing the value of the cell in the LM by the value of the cell in the TSM. The cell values in the SM represent an assessment of relative susceptibility corresponding to each combination of determinant factors in the cell. Each SM value shows the percentage of source areas in each combination of determinant factors with regard to the total area occupied by the respective combination of determinant factors. The susceptibility maps are based on 5 levels of classification, automatically assigned to each zone by using the natural-breaks method (Irigaray et al. 2007; ArcGIS 2004). In this method, class breaks are determined statistically by finding adjacent feature pairs which show relatively large differences in data value (ArcGIS 2004).

### 2.4 Validation of susceptibility maps

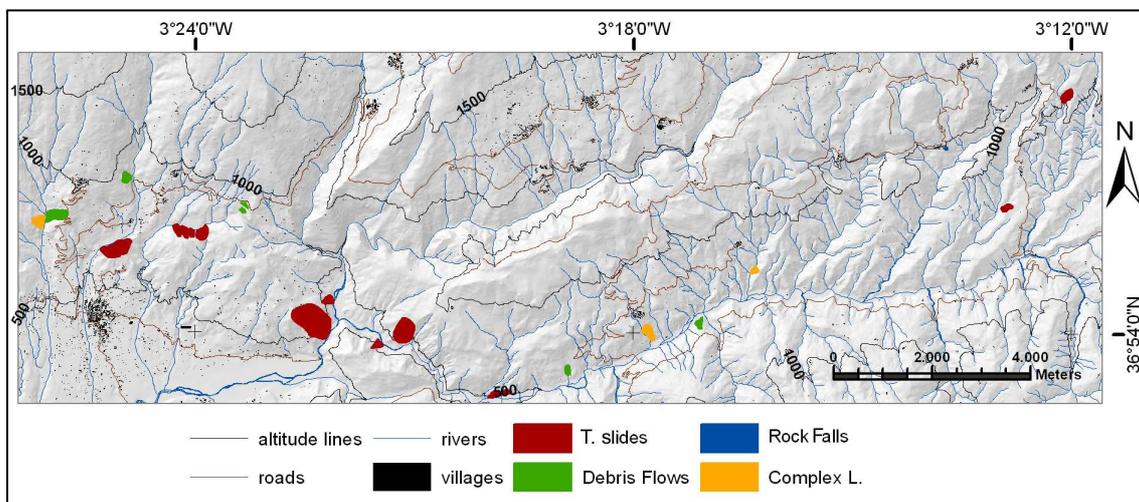
The landslide-susceptibility validation model presented in this work (tool: “validation\_model”) uses the *degree of fit* to assess the association between the inventory and the landslide-susceptibility map. The quality of the maps was assessed by techniques of spatial autocorrelation and measuring the *degree of fit* between a given set of data and the maps (Goodchild 1986). The final aim was to assess the quality of the susceptibility map as a predictive tool to explain the landslide inventory of the study area. Only when a given level of quality was attained, a given landslide susceptibility or hazard map may be considered acceptable as a predictive tool for future landslides. There are different approaches (Irigaray et al. 1999; Remondo et al. 2003; Guzzetti et al. 2006), and excellent results were achieved in landslide areas of the Betic Cordillera (Irigaray et al. 1999, 2007; El Hamdouni 2001; Fernández 2001; Fernández et al. 2003). In this paper a different inventory (i.e. not the one employed for computing the susceptibility map) was used for validation. However, a validation with the inventory map used to derive the landslide-susceptibility map was also made (Sect. 4.3). The *degree of fit* (DF), as applied to landslide maps, is defined as follows:

$$DF_i = \frac{m_i/t_i}{\sum m_i/t_i}$$

where  $m_i$  is the area occupied by the source areas of the landslides at each susceptibility level  $i$ , and  $t_i$  is the total area covered by that susceptibility level. The *degree of fit* for each susceptibility level represents the percentage of mobilized area located in each susceptibility class. The lower the *degree of fit* (less than 7%) in the low and very low susceptibility classes (relative error), and the higher the *degree of fit* in the high or very high susceptibility classes (relative accuracy), the higher the quality of the susceptibility map will be (Fernández et al. 2003; Irigaray et al. 2007).

The selected set of source areas of the landslides for this validation is composed of 12 slides (translational slides, mainly in phyllite and marble), 6 flows (debris flows, mainly in phyllite), 1 fall (rock fall in marble) and 3 complexes (complex slides, mainly in quartzite). The landslides are homogeneously distributed in the study zone (Fig. 3) and reach 17.9% of the total surface covered by the set of source areas of the landslides considered for the LM calculation.

The landslide inventory used for the validation of the susceptibility map, is based on movements generated in the 1996-1997 winter season, as a consequence of heavy rains in the study area in late 1996 and early 1997 (212 mm in November 1996, 386 mm in December and 222 mm in January 1997, i.e. the mean annual rainfall for the area reached in only three months). The heavy rains damaged mainly the road network of the study zone (Irigaray et al. 2000).



**Fig. 3** Landslide inventory used for the validation of the landslide-susceptibility map. The inventory is composed of 12 translational slides, 6 debris flows, 1 rock fall and 3 complex slides

### 3 THE MODEL FOR LANDSLIDE-SUSCEPTIBILITY MAPPING (SUSCEPTIBILITY\_MODEL): INPUT DATA, METHODOLOGY AND RESULTS

A model based on the assessment of landslide susceptibility was developed following the GMM. The model is inside the tool “susceptibility.tbx” and its name is “susceptibility\_model”.

#### 3.1 Input data

Three input data are required for mapping the landslide susceptibility automatically: the DEM, the lithological map of the study area and the landslide inventory.

The DEM has to be a continuous raster surface or map. There are different techniques to determine DEMs from vectorial data, (IDW, Kriging, etc.), although there are high-quality DEMs supplied by public or commercial sources. The DEM of the present study

is made by regular matrices with a pixel resolution of 10x10 m, achieved by transforming a TIN (Triangulated Irregular Network) to GRID. The TIN was generated from interpolation of digital contour lines and elevation points taken from a map at scale 1:10,000 (Andalusia Institute of Cartography; ICA 1999).

The lithological map has to be a vectorial layer showing a classification of lithological units. Each lithological complex has to be associated with an integer number. The landslide inventory has to be a vectorial layer reclassified in two classes: presence of source areas of the landslides (“value\_2”), or their absence (“value\_1”). The sum of these two classes gives the total surface of the study area.

### **3.2 Modelling the matrix of the total surface of the study area (TSM)**

From the DEM, three terrain digital models were derived as by-products showing three determinant factors: elevation, slope angle, and slope aspect (by means of the ArcGIS geoprocessing tools “Reclassify”, “Slope” and “Aspect”, resp.). The determinant factors expressed in raster format were reclassified and transformed into a vectorial format, and were generalized by classes, in order to attain a simpler attribute table for the map. These ArcGIS tools work in a raster format, which is necessary for the spatial analysis. Nevertheless, to improve the presentation of the data and reduce the size of the files, the three layers or maps (elevation, slope angle and slope aspect) were transformed from raster into vectorial format (“.shp”). The maps were transformed into a vectorial format in order to work with different attribute layers. In the ArcGIS 9.0 version, it is not possible to edit attribute tables from raster maps. Each pixel in a raster map has that value in the vectorial map: afterwards it is homogenized to have in the attribute table a number of files equal to the number of map classes. The transformation of the format did not result in any loss of information. The fourth determinant factor, lithology, was introduced as parameter or input data, and each lithological complex was associated with an integer number. The TSM was computed by making all the possible combinations among all the classes of determinant factors selected by means of the ArcGIS geoprocessing tool “Intersect”. Afterwards, a new column was added (“value”) to the TSM generated layer. The value of this column is a simple identifier which was necessary to compute the TSM as a table, making further unions with other tables possible.

### **3.3 Modelling the landslide matrix (LM)**

The LM was calculated by crossing the reclassified landslide inventory with the TSM by means of the ArcGIS geoprocessing tool “Tabulate Area”. The results are shown in table “crossed.dbf”, with three columns: “value”, previously added from the TSM and corresponding to the identifier of each combination of classes of the determinant factors selected, “value\_2” with the area affected by the source areas of the landslides in each combination, and “value\_1” with the area not affected in each combination. The column “value\_2” with the layer “intersect.shp” is, properly speaking, the LM (Sect. 2.3).

### **3.4 Modelling the susceptibility matrix (SM)**

With the purpose of calculating the percentage of area affected by the source areas of the landslides in each of the classes of determinant factors, two new columns were generated in the LM table (“crossed.dbf”). The first column is the total area occupied by

each of the combinations of classes of determinant factors selected. The second column is, in percentages, the area affected by the source areas of the landslides in each of the combinations of classes of determinant factors cited above. The column “value” of the table “crossed.dbf” shows the identifier of each combination, and coincides with the identifier “FID” in the layer “intersect.shp”, where each combination of factors may be seen in the different columns “GRIDCODE”. By means of the ArcGIS geoprocessing tools “Make Feature Layer”, “Add Join” and “Copy Features”, the model links SM with the map or layer obtained by combining all the factors (“intersect.shp”, which has the SM as an attribute table) in order to achieve a spatial representation of the area affected by the source areas of the landslides. This is the spatial presentation of the SM (“suscep\_matrix.shp”) with an attribute, a table composed of a series of columns. In column “crossed\_po” the percentage of area affected by the source areas of the landslides in that factor combination is preserved, this being the corresponding susceptibility value.

### 3.5 Results

The output datum of the “susceptibility\_model” is a vectorial layer: “suscep\_matrix.shp”. This layer is the result of the analysis, i.e. the landslide-susceptibility map. The susceptibility values varied between 0 and 100 in each combination of classes of determinant factors (one hundred in rows). The values obtained were visualized by means of 5 susceptibility levels (very low, low, moderate, high and very high) (Fig. 4, Table 4) found in surrounding areas (Irigaray 1995; Irigaray et al. 2007; El Hamdouni 2001; Fernández et al. 2003, 2008) using the natural-breaks method. In this example, a reclassification of natural-breaks was made (rounded off to the closest whole number). In this way, the classes distinguished were:

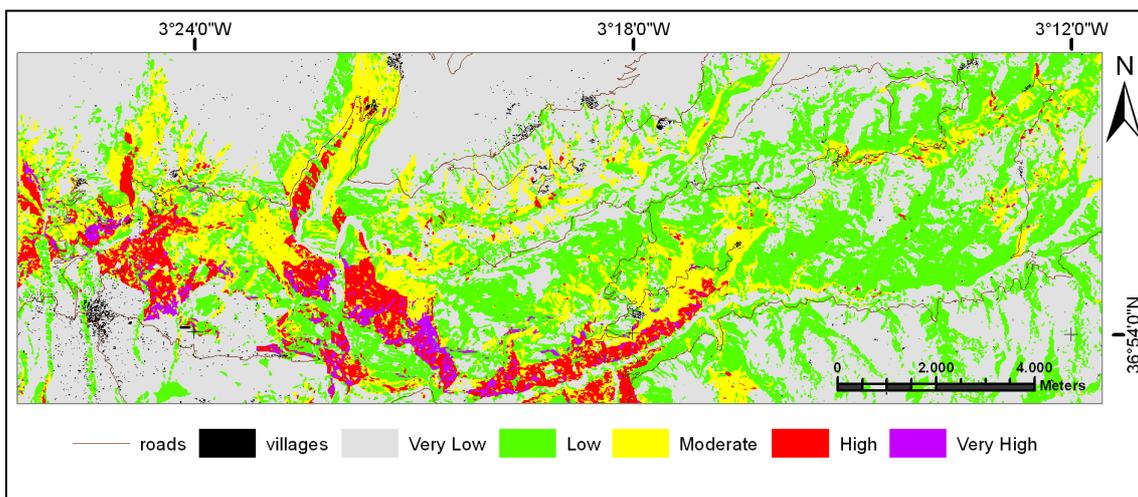
Very low susceptibility: the affected area in a given combination of determinant factors extends between 0 and 1%.

Low susceptibility: the affected area in a given combination of determinant factors extends between 1 and 5%.

Moderate susceptibility: the affected area in a given combination of determinant factors extends between 5 and 15%.

High susceptibility: the affected area in a given combination of determinant factors extends between 15 and 25%.

Very high susceptibility: the affected area in a given combination of determinant factors extends above 25%.



**Fig. 4** Landslide-susceptibility map. The values are visualized showing 5 susceptibility levels found in surrounding areas using the natural-breaks method (Irigaray et al. 2007)

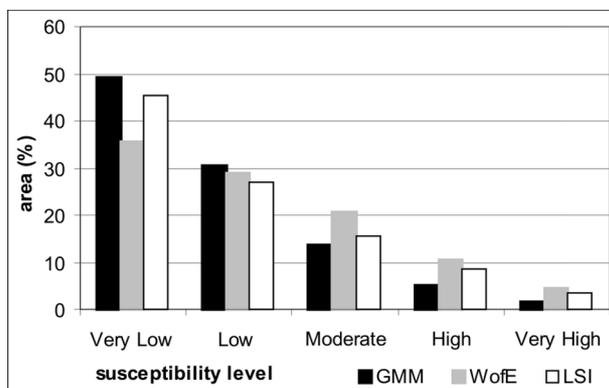
Susceptibility	%	% Accumulate	km <sup>2</sup>
<i>Area (GIS matrix method)</i>			
Very low	49.19	49.19	77.89
Low	30.51	79.7	48.31
Moderate	13.5	93.2	21.38
High	5.18	98.38	8.2
Very high	1.62	100	2.57
<i>Area (weight of evidence method)</i>			
Very low	35.71	35.71	56.56
Low	28.76	64.47	45.55
Moderate	20.64	85.11	32.7
High	10.45	95.56	16.56
Very high	4.43	100	7.02
<i>Area (landslides-susceptibility Index method)</i>			
Very low	45.32	45.32	71.78
Low	27.02	72.34	42.8
Moderate	15.42	87.75	24.42
High	8.7	96.45	13.78
Very high	3.54	100	5.61

**Table 4** Landslide susceptibility by different methodologies

The values show the surface area and percentages of each susceptibility level in relation to the whole area of study

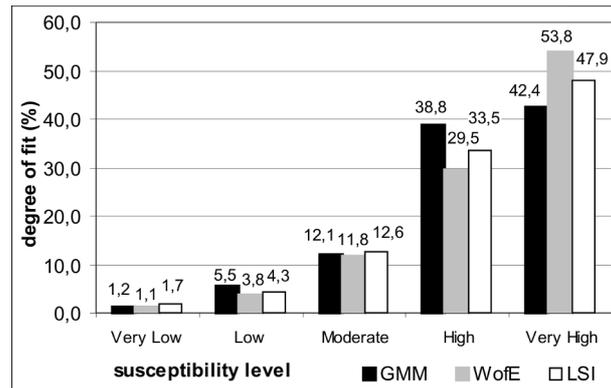
The susceptibility values refer to slope instability or landslides without specifying the type of landslide. This may be adequate only for an initial susceptibility zonation, while detailed studies on the subject should consider susceptibility values found for each type of landslide (Chacón et al. 1996, 2006). The low and very low susceptibility levels represent more than 75% of the surface area studied. If moderate susceptibility is also added, this percentage rises to more than 90%. These values indicate that the maps obtained are not conservative, but rather they limit the zones of maximum susceptibility just to the relatively reduced area where the associated combination of factors exists.

Various bivariate-statistical techniques were applied on various mapping units. When comparing these results with those found by applying other susceptibility-analysis methods based on bivariate statistical techniques –Landslide Susceptibility Index (Van Westen 1993, 1994; Van Westen et al. 1997) and weight of evidence (Bonham-Carter 1994)– we found that the matrix method (GMM) is the least conservative of the methods considered (Fig. 5, Table 4). The zone considered by the GMM as exposed to high and very high susceptibility occupies a less area than the corresponding zones found by the other two methods. However, the validation of the susceptibility map by GMM is of the same nature as that made by the other methods (Fig. 6).



**Fig. 5** Landslide-susceptibility by different methodologies. GMM: GIS matrix method; WoE: weight of evidence; LSI: landslide-susceptibility index. The values show the percentage of each susceptibility level in relation to the whole area of study

**Fig. 6** Landslide-susceptibility map validation. Degree of fit between the source areas of the landslides and each landslide-susceptibility level. *GMM*: GIS, matrix method; *WofE*: weight of evidence; *LSI*: landslide-susceptibility index



## 4 THE MODEL FOR LANDSLIDE-SUSCEPTIBILITY VALIDATION (VALIDATION\_MODEL): INPUT DATA, METHODOLOGY AND VALIDATION

A model based on the assessment of the *degree of fit* between the source areas of the landslides and susceptibility zonation was developed following previous concepts and results (Goodchild 1986; El Hamdouni 2001; Fernández 2001; Fernández et al. 2003; Irigaray et al. 1999, 2007). The model is inside the tool “susceptibility.tbx” and its name is “validation\_model”.

### 4.1 Input data

Two separate sets of input data are necessary for the landslide-susceptibility validation: the landslide susceptibility map and a landslide inventory of the study area containing sources not employed for the susceptibility analysis.

The landslide-susceptibility map has to be the vectorial layer previously calculated by means of the “susceptibility\_model”: “suscep\_matrix.shp”.

The landslide inventory has to be a vectorial layer reclassified in two classes: presence of source areas of the landslides (“value\_2”), or their absence (“value\_1”).

### 4.2 Modelling the validation of the landslide-susceptibility map

The validation model uses ArcGIS geoprocessing tools previously applied to the calculation of the *degree of fit* ( $m_i$ ,  $t_i$ , etc.). The area affected by the source areas of the landslides in each susceptibility model ( $m_i$ ) (very low, low moderate, high and very high) is calculated by crossing the SM with the landslide inventory (binary map) used for the validation. As mentioned above, this inventory map must be different from the one employed for computing the SM. In addition, an additional validation phase was performed by considering the inventory map used for deriving the landslide-susceptibility map. As the SM includes a high number of rows, the SM was transformed into raster format and reclassified in the set of susceptibility classes previously selected: very low, low, moderate, high and very high. This reclassified map was crossed with the landslide inventory. Once the cross tabulation was established, new fields were added and calculated with values of  $m_i$ ,  $t_i$ ,  $m_i/t_i$ , etc. The operation ( $\Sigma(m_i/t_i)$ ) was calculated by means of the ArcGIS geoprocessing tool “Summary Statistics”, which may later be added (“Add Join”) to the required calculations.

### 4.3 Landslide-susceptibility validation

The output datum of the “validation\_model” is the table “adjust.dbf”, i.e. the result of the landslide-susceptibility validation (Fig. 7). The obtained results clearly show a better degree of fit for the validation which was made with the inventory used to analyse the landslide-susceptibility map. However, it also shows a good degree of fit for the “true” validation inventory. The degree of fit for the very low and low susceptibility classes is 6.7%, which is similar to values reported in other works previously made in the same study zone (Irigaray et al. 1999, 2007; El Hamdouni 2001; Fernández 2001; Fernández et al. 2003). This error is due to the accumulated error in the technique (Irigaray et al. 2007), mainly due to the determining factors. This would be explained by the limitation of the method in terms of the DEM capability to express high slopes where the rock falls really occur. The scale of the geological map is generally less than the digitalization scale of the slope movements, and therefore a contact can assign an erroneous lithology to a movement.

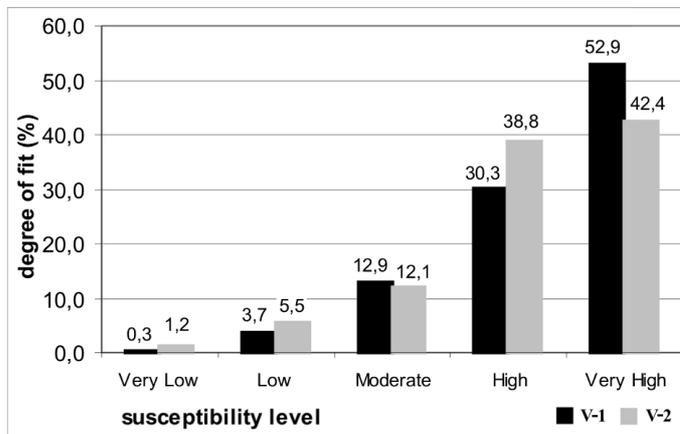


Fig. 7 Landslide-susceptibility map validation. Degree of fit between the source areas of the landslides and each landslide-susceptibility level. A comparison by using the inventory used to analyse the landslide-susceptibility map (V-1) and the new landslide inventory (V-2)

## 5 DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The landslide-susceptibility maps are preventive tools intended to minimize risks in the threatened areas. Because of the social and economic implications in risk prevention, a key question is the quality of the maps, which derives from an appropriate procedure and can be tested through a proper validation. The tool presented here offers an automatic process of landslide-susceptibility mapping and validation; therefore, it allows to reduce the time-consuming process of development of GIS applications to landslide-susceptibility mapping and validation. The obtained results pointed out the quality of the maps drawn by means of the GMM in comparison with those made by other bivariate-statistical techniques. In general, the GMM effectively explains the spatial distribution of slope movements that took place after the drawing of the maps. Once the landslide susceptibility map is drawn and validated, it is possible to make a simple and quick selection of the most appropriate terrains for the setting of civil engineering or of building projects, or of areas where more detailed studies would be necessary. Nevertheless, it is vital to emphasize the crucial influence of an adequate engineering-geology approach, as well as of field and remote sensing surveys, in order to compile the basic data for landslide prevention: the inventory of landslides, the

thematic layers related to the determinant factors and also all the available information on landslide-triggering factors.

The landslide susceptibility and the determinant factors involved in instability differ for each landslide type. In the example presented in this paper, all the landslide types were considered as a whole, and therefore the resulting landslide-susceptibility map was not derived from any particular type of landslide but rather from the overall inventory. This may be adequate only for an initial susceptibility zonation, while a more detailed susceptibility map should be prepared by processing separately the landslides by typologies, and using as input and validation inventories only those in each group or typology. In this paper, the basic data in the inventory are the source areas related to each landslide, this being appropriate for detailed scale maps (1:10,000 to 1:25,000). Nevertheless, at smaller scales, or regional mapping (1:25,000 to 1:400,000), it is possible to use the whole landslide areas as the basic input data in the landslide inventory: in fact, the purpose of low-detail maps is a more approximate indication of unstable zones than a precise location of areas potentially affected by new source areas.

**Acknowledgements** Work supported by CGL2005-03332 and CGL2008-04854 Projects. RNM121 Research Group and the Andalusian Excellence Project P06-RNM-02125. We would like to thank five anonymous referees for their comments.

## **6 APPENDIX: EXECUTION OF THE MODELS AND FILES GENERATED**

### **6.1 Downloading the models**

The models are available for free downloading as an ArcGIS tool (susceptibility.tbx) on the follow link: “[http://www.ugr.es/local/ren03366/susc\\_model.rar](http://www.ugr.es/local/ren03366/susc_model.rar)”. For availability on this link, the tool has been compressed by mean of standard compression software: WinRAR, version 3.62.00. It is strongly recommended that this software be used to decompress the tool.

The tool box “susceptibility.tbx”, contains two models: the “susceptibility\_model” to assess susceptibility, and the “validation\_model” to validate the landslide-susceptibility map. The models are also available in Python, Jscript and VBscript programming languages. The tool susceptibility.tbx has been tested with ArcGIS 9.0, 9.1 and 9.2, running on a WindowsXP operating system. The other tips for using the tool are on the readme\_help.pdf file.

### **6.2 Executing (running) the models**

The user begins to execute the models by double-clicking on the icons, after introducing the input data and establishing the general parameters (see also the “help” section in the model by right clicking and then clicking on help). The landslide-susceptibility model (susceptibility\_model) generates one output datum: the landslide-susceptibility map (suscep\_matrix.shp), from three input data: DEM, lithological complexes and landslide inventory. The validation model (validation\_model) generates one output datum (the table “adjust.dbf”), from two input data: the landslide-susceptibility map previously obtained (suscep\_matrix.shp), and a landslide inventory, which may also be different from the one used in the susceptibility analysis. The model is easily edited (right click and edit the model) and adaptable to the user’s needs (i.e. adding more determinant factors). In this case, the way of executing the model is, therefore, to edit the model and execute from the “edit” window, in order to appreciate the steps in which the model shows the user’s modifications. The most common changes introduced in the model refer to determinant factors such as vegetation maps, rainfall information, land-use maps, etc., which may be added by the “intersect” tool. Also, different reclassifications may be necessary for particular treatments of some determinant factors; for that purpose simply double click the tool “reclassify” and select some of the available methods (natural breaks, standard deviation, equal intervals or a user-defined method). The most common reclassification is the drawing of the altitude map, since altitude can vary markedly from one area to another, and therefore this possibility is facilitated from the input interface. For the rest of the reclassifications, it is necessary to edit the model.

### **6.3 Determinant factors derived from the DEM**

The elevation map (“altitude\_7sd.shp”) shows a simple reclassification into 7 classes of DEM data, which is a continuous raster surface, converted into a discreet surface (“altitude\_7”) and finally into a vectorial format (“altitude\_7s.shp”). The DEM reclassification is an input datum. This is generalized by classes (“altitude\_7sd.shp”) in order to simplify the map attributes. The slope-angle layer (“slope\_5sd.shp”) shows the distribution of slope angles calculated directly by ArcGIS from the DEM. It uses an algorithm of a partial derivate of X (difference of elevation and distance in direction E-

W) and the partial derivate of Y (difference of elevation and distance in direction N-S) in a network of 3x3 m around each DEM cell (“slope (2)”). Once calculated, the derivates are combined to determine the slope angles which are reclassified (“slope\_5”), transformed into a vectorial format (“slope\_5s.shp”) and generalized. (“slope\_5sd.shp”). The slope aspect layer (“aspect\_5sd.shp”), accounting for the distribution of this factor, is calculated as the slope angle, from the X and Y partial derivates in a 3x3 m network around each of the DEM cells (“aspect (2)”). This continuous map of aspect is reclassified (“aspect\_5”), transformed into vectorial (“aspect\_5s.shp”) and generalized (“aspect\_5sd.shp”).

#### **6.4 Landslide-susceptibility map**

Using ArcGIS 9.0 and 9.1, in the landslide-susceptibility map (suscep\_matrix.shp) the “crossed\_1” column corresponds to the area not affected by the source areas of the landslides for a given combination of factors. The “crossed\_2” column shows the area affected by the source areas of the landslides for this combination of classes of determinant factors, and the “crossed\_3” column represents the total area of the combination of factors considered. Finally, in the “crossed\_po” column the percentage of area affected by the source areas of the landslides in that factor combination is preserved, this being the corresponding susceptibility value.

Using ArcGIS 9.2, in the landslide-susceptibility map (suscep\_matrix.shp) the “crossed\_VA” column is the area not affected by the source areas of the landslides, the “crossed\_1” column shows the area affected by the source areas of the landslides, the “crossed\_2” column represents the total area of the combination of factors considered and the “crossed\_po” column is the percentage of area affected by the source areas of the landslides.

#### **6.5 Validation of the susceptibility map**

Using ArcGIS 9.2, in the landslide-susceptibility validation (adjust.dbf) the “adjust” column corresponds to the degree of fit at each susceptibility level. This column (adjust) corresponds to the column “validati\_6” if the user is working with either ArcGIS 9.0 or 9.1.

The susceptibility levels are shown in ascending order, so that “OID=0” in table “adjust.dbf” corresponds to the lowest susceptibility level, in this case very low susceptibility. In ArcGIS 9.0, the model must be executed from the edition window. For the completion of the model, the last tool “calculate field (5)” must be executed individually after previously executing the model, since the last tool does not recognize the new columns that are added until these are generated. This step need not be taken with ArcGIS 9.2, where the model is executed directly.

## **7 REFERENCES**

Ver apartado “bibliografía” de esta tesis.



## CAPÍTULO 3

### Landslide-susceptibility mapping in a semi-arid mountain environment: an example from the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain)

J.D. Jiménez-Perálvarez<sup>(1)\*</sup>, C. Irigaray<sup>(1)</sup>, R. El Hamdouni<sup>(1)</sup> and J. Chacón<sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Granada, Granada, Spain.

(1)\* Correspondence to: J.D. Jiménez-Perálvarez. Departamento de Ingeniería Civil, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos. Campus Universitario Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. E-mail: jorgejp@ugr.es

**Abstract:** Landslide susceptibility is analysed in a semiarid mountain environment, on the southern slope of Sierra Nevada. In a study area of 460 km<sup>2</sup>, 252 landslides were inventoried, affecting 3.2% of the total surface area. These landslides were mainly slides and flows on phyllite, schist and marble units in the Inner Zone of the Betic Cordillera. The most relevant determining factors proved to be elevation, slope angle, slope aspect and lithology. Triggering factors include mainly short-term landslide generation during heavy rainfall, as well as sporadic earthquakes or long-term activation by land-use changes, river over-excavation, etc. Although landslide susceptibility, assessed by the GIS matrix method, is predominantly low, some 15% of the study area shows moderate to very high susceptibility, coinciding with the sites of public works in the region. The map drawn was validated by the degree-of-fit method, registering values above 83.2% for the zones of high and very high susceptibility.

**Keywords:** Landslide susceptibility; Bivariate statistical analysis; Semi-arid mountain environment; Sierra Nevada

*Bull Eng Geol Environ* (2011) 70: 265-277

DOI 10.1007/s10064-010-0332-9

Received: 28 July 2009

Accepted: 12 August 2010

Published online: 2 October 2010

©Springer-Verlag 2010

## 1 INTRODUCTION

Landslides (slope movements) can be a natural or man-induced phenomena that generate risks (Varnes 1984; Fell 1994; Glade et al. 2005; Chacón et al. 2006), and therefore it becomes necessary to consider such processes in land-use planning. Previous research on slope instability in the study zone has described widespread natural gravitational and seismically triggered processes in a semi-arid mountain environment (Thornes and Alcántara-Ayala 1998; Alcántara-Ayala 1999a, b, 2000; El Hamdouni 2001; Fernández 2001; Fernández et al. 2003; Irigaray et al. 2007). Extreme changes in slope-morphology during the Quaternary have resulted in the over-excavation of the drainage network, relief rejuvenation and widespread erosive and deforestation processes (El Hamdouni et al. 2008). To date, some 2,000 landslides have been recorded in different sectors of Sierra Nevada, in the Betic Cordillera (Chacón et al. 2003; Jiménez-Perálvarez et al. 2005), reflecting widespread instability processes triggered occasionally by regional catastrophes that include earthquakes, such as the Andalusian earthquake of 1884 and the Lisbon earthquake of 1755 or, more frequently, heavy rains as in 1996–1997 (Thornes and Alcántara-Ayala 1998; Irigaray et al. 2000).

Preventive and palliative measures could reduce landslide-induced losses by 90% at an estimated cost of 10.3% of the potential losses (Ayala et al. 1987). One of the main measures in this area could be the use of landslide-susceptibility maps to assist decision making in land-use changes or public works planning (Brabb et al. 1972; Chacón et al. 2006). For this purpose, methods involving GIS landslide-susceptibility mapping have been developed over time, with significant contributions from (inter al) Crozier 1986; Carrara et al. 1991; Chung et al. 1995; Canuti and Casagli 1996; Guzzetti et al. 1996, 2005; Soeters and Van Westen 1996; Van Westen et al. 1997; Aleotti and Chowdhury 1999; Irigaray et al. 1999, 2007; Chacón et al. 2006.

This study was undertaken to optimise landslide-susceptibility mapping using a GIS Matrix Method (Irigaray 1995; Cross 1998; Irigaray et al. 1999, 2007; Jiménez-Perálvarez et al. 2009) which had been developed from the approach put forward by DeGraff and Romesburg (1980). The work included an assessment of the GIS Matrix Method (GMM) for determining the influence of local landslide factors in a semi-arid mountain environment (Fernández et al. 2008), landslide-triggering factors (Irigaray et al. 2000) and internal and external validations of the landslide-susceptibility mapping method (Irigaray et al. 1999, 2007; El Hamdouni 2001; Fernández 2001). Some of the main roads and highways of the region are located in the study area, as well as the Rules dam (the only large water reservoir in the Mediterranean part of Granada province); this increases the value of the research, given that the landslide hazard affects different economical activities in the region (intensive agriculture, livestock and tourism).

## 2 CLIMATE, GEOGRAPHY AND GEOLOGY OF THE STUDY ZONE

The study zone (Fig. 1a) is located on the southern slopes of Sierra Nevada (Betic Cordillera) and occupies roughly 460 km<sup>2</sup>. The zone is limited to the sub-basin that provides water to the Rules dam and excludes both the north-western sub-basin of the Ízbor River (El Hamdouni 2001) and the southern sub-basin flowing to the Mediterranean Sea (Fernández 2001). The highest summit along the crest of Sierra Nevada (3,492 m) is on the northern edge of the study zone.

The rainfall season spans October to April, whereas from May to September there is a drought period, particularly in July and August, when the average registered precipitation is below 10 mm/month. The temperatures are cold in winter ( $\sim 8^{\circ}\text{C}$ ) and hot in summer ( $\sim 23^{\circ}\text{C}$ ), with an elevation effect from a warm coastal border to the much colder summit of the northern Sierra Nevada (Table 1).

Lang's moisture factor (annual precipitation in mm/annual average temperature in  $^{\circ}\text{C}$ ; Fig. 1b, c) averages 42, corresponding to a semi-arid climate where rainfall is slightly lower than the evapotranspiration (Lang 1915; Köppen 1936). Also the Aridity Index (De Martonne 1942; Botzan et al. 1998) varies between 18, for the warmest months, and 21 for the annual average temperature (Fig. 1d). These values correspond to a semi-arid climate for the warmer months and the boundary between semi-arid and sub-humid for the annual average temperature. Ruiz Sinoga and Martínez Murillo (2009) proposed a similar transitional condition, between semi-arid and subhumid for a small catchment very close to the study area, with a value of the Aridity Index of 19.7.

The slope morphology alternates between smooth and abrupt relief with over-excavated river channels, showing normal to rambla profiles and widespread landslides of variable size and typology. The Quaternary geomorphological evolution shows observable relationships with active tectonic processes (Keller et al. 1996) influencing slope instability conditions and long-term landslide incidence (Thornes and Alcántara-Ayala 1998; Alcántara-Ayala 1999a; El Hamdouni 2001; Jiménez-Perálvarez et al. 2005; El Hamdouni et al. 2008). Hydrology, topography and lithology (including soil cover and vegetation) together with human activity result in a high rate of erosion with regional socio-economic consequences (Castillo et al. 1996).

The study zone (Fig. 1e) is in the Inner Zone of the Betic Cordillera (Balanyá and García-Dueñas 1987), which is formed of metamorphic rocks from both the Nevado-Filabride (Egeler 1964) and Alpujarride Complexes (Van Bemmelen 1927) as well as post-tectonic deposits of Neogene and Quaternary age. In the Nevado-Filabride Complex dark schist and feldspar-bearing micaschist are widespread whilst the Alpujarride Complex comprises Triassic calcareous schist, marble, phyllite and quartzite (Gómez-Pugnaire et al. 2004). The Neogene materials are composed of marl and silt covered by conglomerates (Ortega et al. 1985).

### 3 METHOD

The first essential step in this landslide-susceptibility assessment is an accurate identification of unstable slopes and an exhaustive landslide inventory based on aerial photography and conventional field geology surveying including the slope-rupture zone and the downward zone of mass accumulation. The factors describing the current slope conditions are selected from both field observations and GIS cross-analysis of thematic maps.

The initial survey was made using 1:20,000 aerial photos from 1995 supplied by the regional mapping office of the Government of Andalusia in order to delineate the most prominent geomorphological features such as scarps, landslide masses and related features. The field observations were plotted on a 1:10,000 topographical map and included data on lithology, geotechnical features of the soil and rock massif, landslide morphology, type, activity, degree of development, aspect of scarp, mass, vegetation,

etc. The mapped information was digitalised and introduced into a GIS, with a 1:10,000 orthophoto from 2002 supplied by the Cartographic Institute of Andalusia which shows a pixel size of 0.5x0.5 m. (Table 2).

This susceptibility analysis undertaken was based on the following assumptions (Aleotti and Chowdhury 1999): (1) landslides will always occur under the same geological, geomorphological, hydrogeological and climatic conditions as in the past; (2) the primary conditions that cause the landsliding are controlled by identifiable physical factors; (3) the degree of susceptibility can be evaluated; and (4) all types of slope failures can be identified and classified (Concha-Dimas et al. 2007). Under these assumptions, the use of an objective, reproducible and quantitative analysis, such as a bivariate analysis, enables the objective identification of sites with landslide potential (Van Westen 2000). The bivariate statistical analysis undertaken was based on cross analysis of maps of the determining factors for and spatial frequency of slope movements. Whilst it allows an evaluation of the potential relative instability in a broad region by using a series of measurable factors, it is not capable of predicting the susceptibility to slope movements in terms of absolute probability.

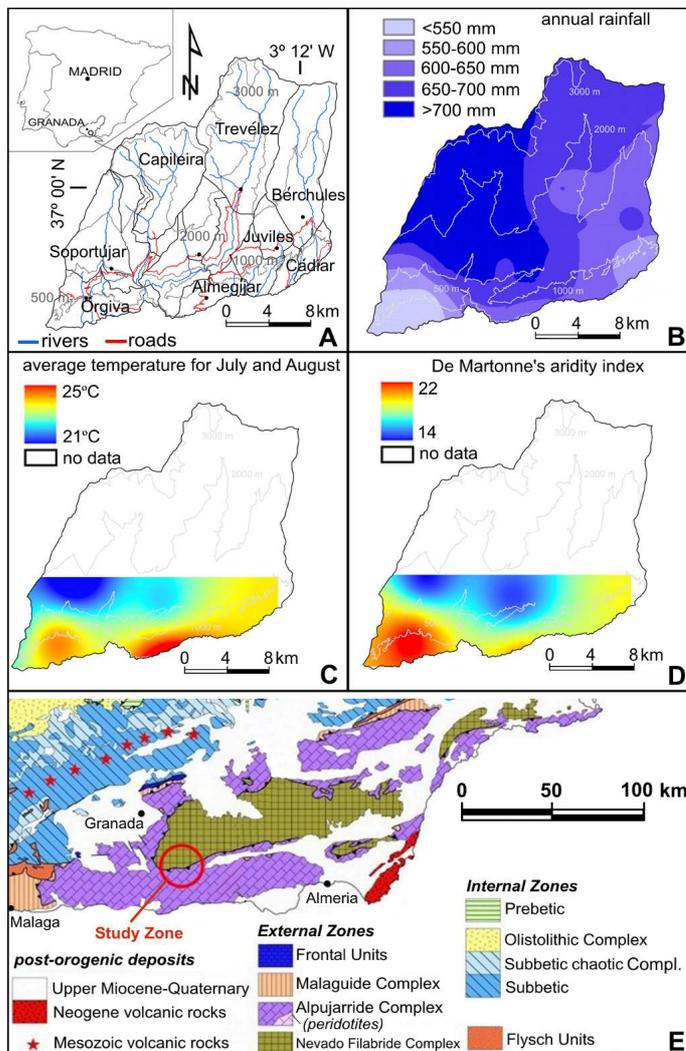


Fig. 1 Geographical (A) and geological (E) setting of the study zone. B Average annual rainfall. C Average temperature in July and August. D De Martonne's aridity index = annual rainfall in mm / (temperature in °C+10)

**Table 1** Average annual temperature and monthly rainfall in different areas of the study zone

Village:	Cádiar		Lanjarón		Órgiva		Pórtugos		Soportújar		Torvizcón	
Month	T (°C)	pp (mm)	T (°C)	pp (mm)	T (°C)	pp (mm)	T (°C)	pp (mm)	T (°C)	pp (mm)	T (°C)	pp (mm)
January	7.2	77.1	8.7	60.2	9.3	70.1	4.7	103.5	6.3	91.5	7.3	71.5
February	8.3	65.2	9.2	55.4	10.5	54.8	6.1	101.1	7.3	83.3	8.5	61.6
March	10.5	53.8	10.6	53.4	12.0	43.2	8.2	77.5	8.5	79.6	11.1	50.8
April	12.6	56.3	12.3	52.0	14.0	44.2	10.4	70.6	10.3	78.1	13.3	48.1
May	16.3	39.2	15.5	34.2	17.8	30.2	14.3	45.6	13.8	43.4	16.7	33.9
June	20.2	15.9	18.8	12.8	20.9	10.9	18.7	20.2	17.1	22.7	21.7	16.5
July	23.9	3.0	22.1	2.7	24.3	2.0	22.8	3.0	21.5	1.8	25.7	3.4
August	24.1	4.4	22.5	4.8	24.5	2.6	22.9	5.1	21.9	7.7	25.4	3.9
September	20.9	27.1	19.9	21.9	21.8	20.2	19.4	26.0	18.9	32.4	22.0	21.7
October	15.5	66.8	15.8	54.3	17.0	56.6	13.3	81.6	13.7	78.9	16.1	60.3
November	10.8	82.5	11.6	68.3	12.9	71.4	8.4	98.7	9.6	94.3	11.4	82.6
December	7.8	88.6	9.5	74.3	10.0	76.7	5.0	112.6	7.0	113.5	7.7	89.0
AAT (°C)	14.8		14.7		16.3		12.8		13.0		15.6	
AR (mm)	580.0		494.4		482.8		745.5		727.1		543.4	

AAT average annual temperature, AR annual rainfall

**Table 2** Scale of data in the sequence of methodological steps

Step	Scale
First geological study area surveying	1:25,000
Landslide inventory	
Remote sensing and aerial photography	1:20,000
Field landslide surveying	1:10,000
GIS digitalization of landslide inventory	1:10,000
Landslide susceptibility assessment: analysis and mapping	1:10,000
Validation of the landslide susceptibility mapping	1:10,000

### 3.1 Slope movements

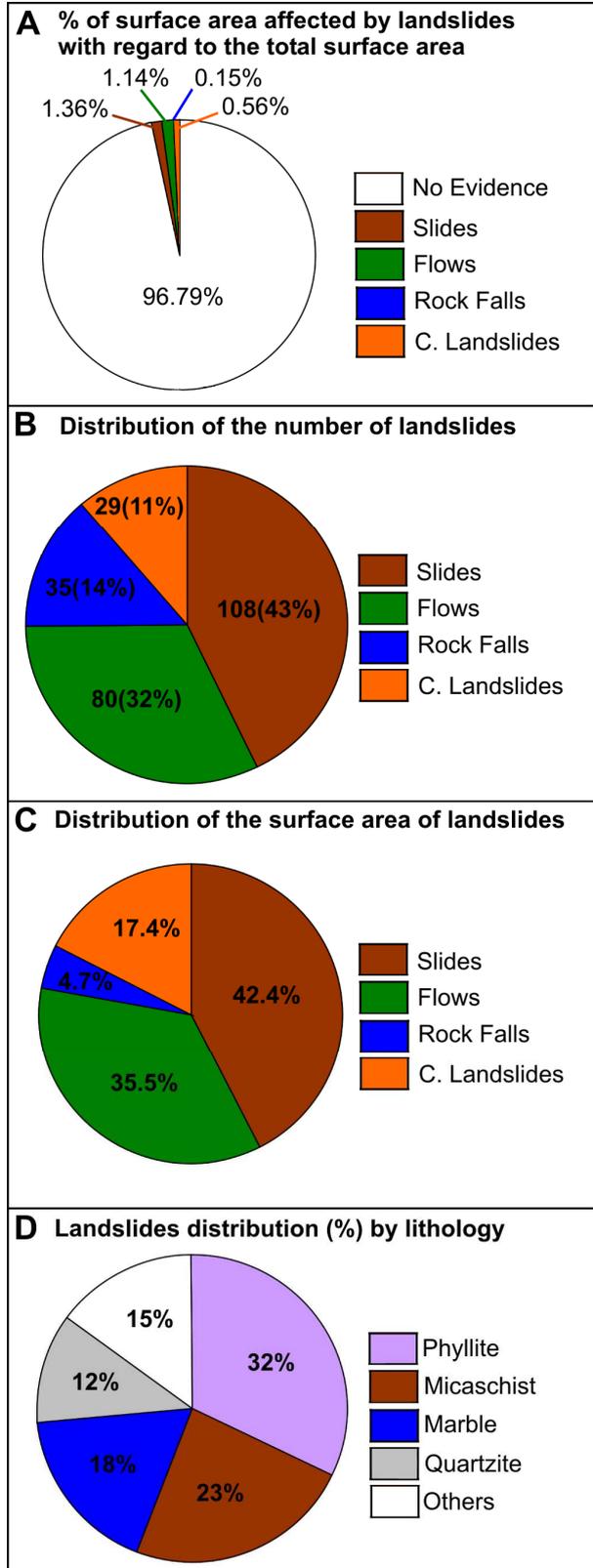
A database with 252 landslides classified following Varnes's (1978) system (Figs. 2, 3) was prepared. The inventoried landslides (including both rupture and accumulation zones) affect 3.22% of the total study area; 108 slides, 80 flows, 35 rock falls and 29 complex landslides were distinguished. Phyllite is the most susceptible lithology, followed by mica schist, marble and quartzite (Tables 3, 4).

#### 3.1.1 Slides

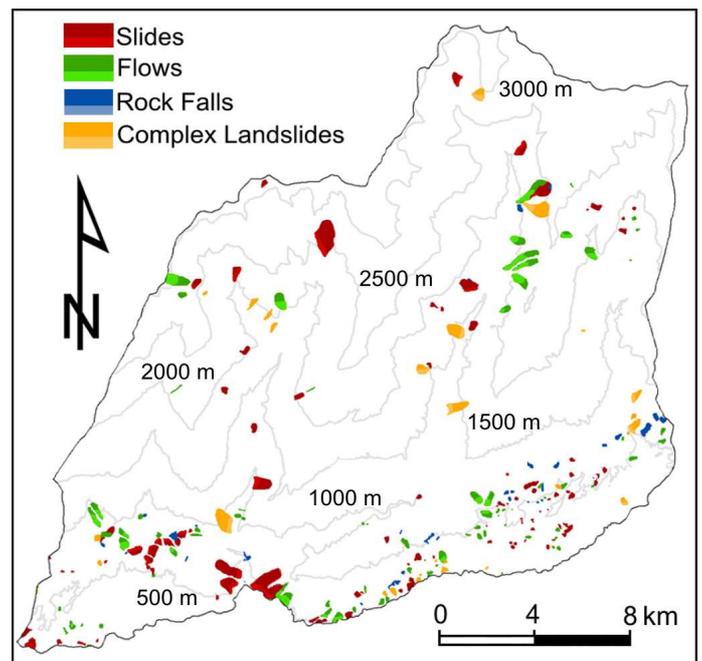
The 108 slides recorded (Fig. 4) were distinguished, representing 43% of the inventoried landslides and affecting 1.36% of the total surface area of the study zone. They are mainly shallow slides with mass thicknesses of <10 m.

From their fresh appearance and preservation of the scarp and mass features, 83% of the slides can be considered recent (UNESCO-WP/WLI 1993). Most had been triggered by the last heavy rain event in the winter/spring of 1996/1997 (Irigaray et al. 2000) although from their morphological appearance some may have been up to 25 years old. Although to some extent obscured by vegetation, it was considered up to 9% may have been up to 50 years old and 8% older. Based on UNESCO-WP/WLI (1993), 20% were

at an early and 54% an initial stage of development with 20% showing evidence of an advanced stage of development and 1% being defined as exhausted. Little information is available as to the length of activity, but from local knowledge it is likely to have been for short periods of days or a week, consistent with the findings of [Fernández et al. \(2009\)](#).



**Fig. 2** Landslide distribution in the study zone. **A** Percentage of surface area affected by landslides with regard to the total surface area of the study zone. **B** Number of mapped landslides and percentages by types, with regard to the total landslide inventory. **C** Percentage of mobilised surface area, by types, with regard to the total mobilised surface area. **D** Percentage of mobilised surface area, by lithology, with regard to the total mobilised surface area



**Fig. 3** Landslide-inventory map. In dark the rupture zone (source area) selected for the susceptibility analysis

**Table 3** Landslide inventory, extension of landslides

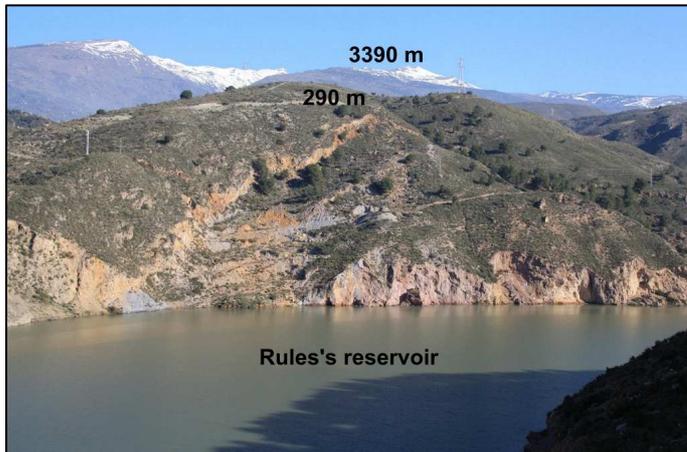
Landslide type	<i>n</i>	Affected area (including both rupture and accumulation zones)				
		Max. (ha)	Min. (m <sup>2</sup> )	Av. (ha)	Tot. (ha)	% of the study zone
Slide	108	83.8	232	5.41	628.1	1.36
Flow	80	35.5	287	4.53	526.0	1.14
Rock fall <sup>a</sup>	35	11.1	453	1.91	68.7	0.15
Complex landslides	29	46.2	3,547	8.58	257.4	0.56
Total	252	83.8	232	5.56	1,480	3.22

<sup>a</sup> Area affected by block pathways

**Table 4** Landslide inventory and lithological units affected by slope ruptures

Landslide type	% of inventoried landslides by lithological unit						
	Cc.	Cgm.	Qtz.	Sch	Phy	Mrb.	Msch.
Slide	7.4	8.3	11.1	0.9	33.3	17.6	21.3
Flow	10.0	1.3	11.3	5.0	46.3	0.0	26.5
Rock fall	5.7	0.0	2.9	14.3	0.0	68.6	8.6
Complex landslide	0.0	0.0	24.1	0.0	27.6	6.9	41.4
Total	7.1	4.0	11.5	4.0	32.1	17.9	23.4

*Cc.* calcareous schist, *Cgm.* conglomerate, *Qtz.* quartzite, *Sch.* schist, *Phyl.* phyllite, *Mrb.* marble, *Msch.* micaschist



**Fig. 4** Planar slide in calcareous schist on the right margin of the Guadalfeo River rambla, close to the confluence with the Ízbor River. This is a sector near Rules dam, where a highway is under construction

### 3.1.2 Flows

A total of 80 flows were mapped, representing some 32% of the landslide inventory and affecting 1.14% of the total surface area of the study zone. They were generally 3-7 m thick and 45 had small accumulation fans with surface areas of less than 2 ha (Fig. 5). The flows frequently developed on weathered phyllite and micaschist; where their pathways coalesced and/or they accumulated in fans that were mapped as a single landslide. Most of the identified flows which had been partially erased by erosive processes were triggered by 1996/1997 heavy rain event (Irigaray et al. 2000; Chacón et al. 2003).



**Fig. 5** Debris flow over weathered quartzite on the Guadalfeo River right slope, near the villages of Torvizcón and Almegjar

### 3.1.3 Rock falls

A total of 35 rock falls were recorded, including small scarps and accumulations of fallen blocks and clasts. They affect only 0.15% of the total surface area and were generally related to marble outcrops and coarse schist layers.

### 3.1.4 Complex landslides

The 29 complex landslides recorded (11% of the total inventory) affect 0.56% of the study zone. These deep landslides ([Alcántara-Ayala 1999a](#)), up to 100 m thick, occur in different materials with variable strengths.

## 3.2 Determining and triggering factors

Slope-stability conditions depend on a number of physical, geometrical and hydrological conditions, which describe the current stage in the equilibrium profile, as an expression of the geomorphological regional evolution ([Thornes and Alcántara-Ayala 1998](#)). The short to fairly long-term evolution of the slope conditions, known as determining factors, may also be described in terms of mechanical properties of the slope materials responsible for a safe balance between disturbing and resisting forces ([Hansen 1984](#)). On the other hand, the generation of new landslides is usually associated with more or less short-term or sudden changes in the slope-stability conditions triggered by external or internal forces associated with heavy rains or earthquakes of different magnitudes. These landslide-triggering factors also include human-induced processes such as deforestation, intensive erosion, consequences of

some public works, land-use planning, rapid slope excavations, infilling, ore and quarry mining, etc. (Crozier 1984; Hansen 1984).

In areas affected by active tectonics (Keller et al. 1996; El Hamdouni et al. 2008), land uplift and river over-excavation, there is a boundary condition between determining and triggering factors. As the slope equilibrium changes at a higher rate than in regions of passive tectonics, there are long-term/ongoing slope-profile changes. Although shallow landslides are usually triggered by heavy rainfall events, deep/old landslides are more likely to be related to long-term slope changes or triggered by strong regional earthquakes (Arango et al. 1995).

As the landslide-susceptibility assessment in this paper is based on determining factors showing clear correlations with the distribution of inventoried landslide ruptures (Chacón et al. 1993, 1994; Irigaray et al. 2007; Fernández et al. 2008), an analysis by crossed tabulation (contingency tables) was performed between the source areas (or rupture zones) and determining factors. A number of different correlation coefficients were calculated and significance tests were used to identify the most influencing factors, i.e. Chi-square, coefficient of linear correlation of the contingency coefficient, Tschuprow's  $T$  and Cramer's  $V$  coefficients (Table 5). The determining factors showing the highest degree of association with the landslide inventory were lithology, slope angle, slope aspect and altitude (or elevation).

Factor	$\chi^2$	$R$	$T$	$V$
Altitude	6.27	0.40	0.07	0.12
Illumination	3.51	0.35	0.06	0.09
Lithological contacts	1.20	0.27	0.05	0.05
Vertical curvature	1.12	0.26	0.03	0.05
Faults	0.25	0.18	0.02	0.02
Slope aspect	6.80	0.41	0.09	0.12
Precipitation (annual mean)	2.06	0.31	0.05	0.07
Lithology	12.95	0.48	0.10	0.17
Distance to watercourses	0.32	0.19	0.03	0.03
Land-use	0.46	0.21	0.02	0.03
Slope angle	6.75	0.41	0.09	0.12

**Table 5** Correlation between the source areas of the landslides and the determining factors

$\chi^2$  Chi-square,  $R$  lineal and contingency correlation coefficient  $C$ ,  $R = \sqrt{(C/C_{\max})}$ ,  $T$  Tschuprow's  $T$ ,  $V$  Cramer's  $V$

### 3.2.1 Determining factors derived from DEM

In the GIS approach, the digital terrain models (DTMs) are the main source of data in the description and quantitative analysis of the physical environment (Burrough 1988). The DTMs developed from the DEM comprise the determining factors. The DEM offers information on the z-coordinate (elevation) in any of the (x, y) georeferenced coordinates. The DEM used in this research was derived from the DTM of Andalusia (Junta de Andalucía 2005) generated from 1:20,000 aerial photos and composed of a regular network of 10x10 m. A triangular irregular network (TIN) was then applied to transform the vectorial data (points and lines) into a raster format with a pixel size of 10x10 m.

### ***Elevation***

This is a useful determining factor previously applied in nearby mountain areas (Fernández et al. 2008). On the southern edge of Sierra Nevada, where the study zone is located, there is a clear connection between the elevation and the tectonic units. The average height over the study area is 1,780 m, with 40% above 2,000 m and 25% above 2,500 m. With a range of elevations between 3,482 and 190 m in a horizontal distance of 20 km, the DEM used a contour interval of 500 m (Table 6a).

### ***Slope angle***

This is one of the most common determining factors in quantitative landslide-susceptibility analyses from Brabb et al. (1972) to the present (Chacón et al. 2006; Fernández et al. 2008). As shown in Table 6b, five intervals were selected: 0-5° (gentle); 5-15° (fairly steep); 15-25° (steep); 25-35° (very steep); and 35-90° (extremely steep). The very steep slopes (30%) correspond to over-excavated valleys sometimes with tributary rivers, although along the main channel the slope angle is fairly steep to steep whilst the Neogene Órgiva basin has a gentle to fairly steep slope.

### ***Slope aspect***

This is measured to the magnetic direction,  $\pm 45^\circ$ . As with the elevation factor, this is also only indirectly related to landslides. In order to simplify the analysis, the GIS attitude map was re-classified into the four compass directions and flat (Table 6c). Less than 1% of the land is flat, with the majority (38%) oriented southwards, towards the Mediterranean Sea.

## **3.2.2 Factors not related to the DEM**

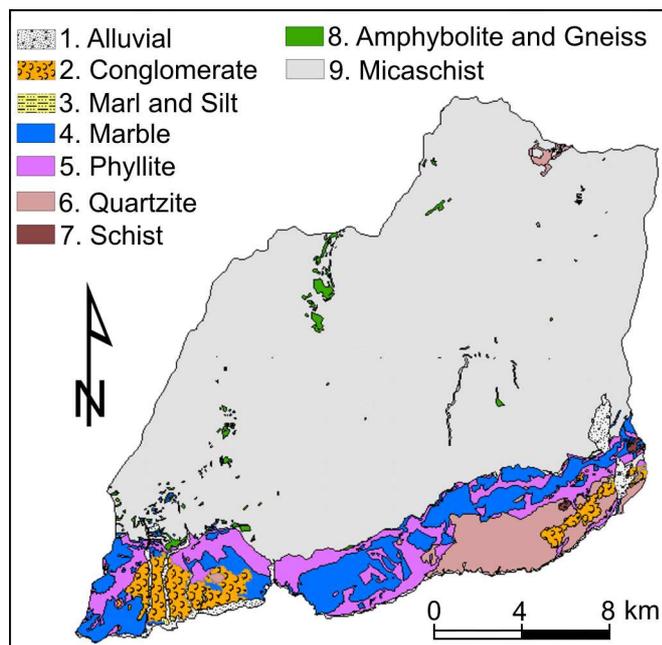
Factors controlling the mechanical behaviour of the slope are also important, especially the lithology. As noted above, the regional setting is related to the alpine crustal collision between the African and Eurasia plates, with large tectonic nappes composed by metamorphic rocks and Neogene sedimentary deposits along faulted corridors (Aldaya et al. 1979). For research purposes, UNESCO (1976) recommended the grouping of soil and rock units into “lithological complexes” (Fig. 6) with qualitative similarities in shear strength and contribution to the slope stability (Table 6d). The following lithological complexes are distinguished, with an indicative estimation of most frequently measured basic rock mass ratio shown as RMR.

- **Unit 1:** Alluvial colluvial and slope-scrree, calcrete and travertine (very limited surface area).
- **Unit 2:** Conglomerate with broadly rounded clasts in a sandy to silty matrix with some cementing. (*RMR* = 30).
- **Unit 3:** Yellowish marl and silt (limited surface area).
- **Unit 4:** Marble of Upper Palaeozoic to Triassic age with strong intact rock and highly variable discontinuities. Usually on phyllite or calcareous schist units, showing different crushing and degree of metamorphism, the composition varies from calcium to magnesium-bearing carbonates (*RMR* = 60).
- **Unit 5:** Phyllite. Grey to bluish metamorphic shale interlayered with gypsum or calcareous schist. The outcrops are highly weathered up to one or two meters in depth; the residual materials consist of low plasticity silt or silty sand (*RMR* = 15).
- **Unit 6:** Quartzite. A resistant remnant in the smoothed landscape of the Sierra de la Contraviesa, alternating with biotitic micaschists that are deeply weathered in superficial outcrops (*RMR* = 45).
- **Unit 7:** Bluish schist usually below the quartzite units, with variable discontinuities whose relationship with the slope determines the stability (*RMR* = 25).
- **Unit 8:** Amphibolite and basic gneiss are found in a few outcrops; although their mineralogy differs, their effect on slope stability is similar (*RMR* = 50).
- **Unit 9:** Micaschist. The most extensive outcrop in the study area, particularly towards the north, it includes dark graphite-bearing and lighter feldspar and epidotebearing schists. It is usually weathered to a depth of 1 m but below this its strength increases rapidly (*RMR* = 40).

In the study zone, the most common lithologies are micaschist (Unit 9-76%), marble (Unit 4-7.3%) and phyllite (Unit 5-6.12%).

	Surface area	
	%	km <sup>2</sup>
<b>(a) Elevation (m)</b>		
190–500	3.94	18.127
500–1,000	14.65	67.413
1,000–1,500	18.54	85.332
1,500–2,000	21.76	100.16
2,000–2,500	20.55	94.604
2,500–3,000	17.43	80.225
>3,000	3.13	14.427
<b>(b) Slope angle (°)</b>		
0–5	3.52	16.211
5–15	24.54	112.94
15–25	40.73	187.48
25–35	29.50	135.80
>35	1.71	7.854
<b>(c) Slope aspect</b>		
Flat	0.74	3.386
North	4.88	22.46
East	32.32	148.76
South	38.44	176.95
West	23.62	108.73
<b>(d) Lithological unit</b>		
1. Alluvial, calcrete, travertine	2.00	9.199
2. Conglomerate	2.93	13.475
3. Marl and silt	0.02	0.109
4. Marble	7.31	33.649
5. Phyllite	6.12	28.170
6. Quartzite	4.27	19.646
7. Bluish schist	0.11	0.529
8. Amphibolite and gneiss	0.78	3.569
9. Micaschist	76.46	351.94

**Table 6** Distribution of classes of landslide-susceptibility determining factors in the study area



**Fig. 6** Map of lithological complexes

### 3.3 Susceptibility analysis

The susceptibility approach was designed by the USGS in the 1960s as a qualitative way to prepare landslide maps or to delineate zones affected by landslides, assessing the propensity of a given slope unit to generate a landslide (Brabb et al. 1972). A recent comprehensive review of papers, concepts and methods was presented by Chacón et al. (2006) including previous methods based on Guzzetti et al. (1999), Van Westen (2000), etc.

The susceptibility maps are based on spatial data, in the sense that both the landslide inventory and the selected set of factors determining the stability conditions describe the observed engineering geology of the study zone during the research. Further temporal data such as landslide activity, landslide diachroneity (chronology), recorded velocities, return period, yearly/monthly/daily rainfall, earthquake records, etc. are necessary for hazard assessment and mapping whilst data on the consequences of the landslides (damaged or damageable elements of the territory and their vulnerability) are necessary to draw landslide-risk maps (Chacón et al. 2006).

A landslide-susceptibility map offers a spatial view of zones with qualitatively similar slope-stability conditions and ability to generate landslides. Given the marked differences between the various types of landslides, for large-scale maps, it is advisable to apply different methods of susceptibility analysis to provide a separate susceptibility assessment for each landslide type. In middle- to small-scale susceptibility maps the method may be comprehensive with respect to the inventory, with a set of determining factors validated for the purpose of drawing the map (Chacón et al. 1993, 1994). The susceptibility map is useful for preparing regional or local land-use planning and the preliminary design of corridors or civil-engineering works, in order to minimise the consequences of developing susceptible land where landslide may add unexpected costs or even result in loss of life.

In this study, the GMM of susceptibility analysis is applied (Irigaray 1995) as the landslide-susceptibility maps can be prepared through a process performed entirely in a GIS application, without the need of external computer packages; it has been validated as a method of analysis by subsequent landslides (Irigaray et al. 1999; 2007; El Hamdouni 2001; Fernández 2001; Fernández et al. 2003). In addition, an application of ArcGIS (ESRI), with Model Builder, is now available for the automatic preparation of landslide-susceptibility maps with GMM (Jiménez-Perálvarez et al. 2009).

The GMM is based on the computation of three matrices: a landslide inventory matrix (LM), a matrix of the total surface of the study area (TSM), and a susceptibility matrix (SM). First, a LM is established by calculating areas or extensions affected by the source areas (i.e. rupture zone) of the landslides in each combination of classes of the selected determining factors; source areas are identified by the shape of the mapped scarps as the first setting of the mass prior to the landslide process. The TSM matrix is calculated by making all the possible combinations among the classes of determining factors selected, and then calculating the area occupied by each combination. Finally, in the SM, each cell shows a value calculated by dividing the value of the cell in the LM by the value of the cell in the TSM. The cell values in the SM represent an assessment of relative susceptibility corresponding to each combination of determining factors in the cell. Each SM value shows the percentage of source areas in each combination of

determining factors with regard to the total area occupied by the respective combination of determining factors. The susceptibility maps are based on five levels of classification, automatically assigned to each zone by using the natural-breaks method (Irigaray et al. 2007; ArcGIS 2004). In this method, class breaks are determined statistically by finding adjacent pairs of features which show relatively large differences in data values (ArcGIS 2004).

The values contained in the SM represent the proportion of landslides with regard to the total surface of the study zone, and give a relative susceptibility for each combination of factors. As each pixel of the map, or given point in the study area, is characterized by a given combination of factors, its relative susceptibility is shown in the SM for that particular combination of factors.

#### 4 RESULTS

For the analysis and definition of susceptibility zones, the aforementioned determining factors with the highest correlation to landslide sources were selected: elevation, slope angle, slope attitude and lithological unit (Table 5). The susceptibility values varied between 0 and 100 in each combination of classes of determinant factors and assigned to five levels: very low (1-2%); low (up to 5%); moderate (up to 10%); high (up to 15%); and very high (>15%); see Fig. 7 and Tables 7 and 8 (Irigaray 1995; El Hamdouni 2001; Fernández et al. 2003, 2008; Irigaray et al. 2007; Jiménez-Perálvarez et al. 2009).

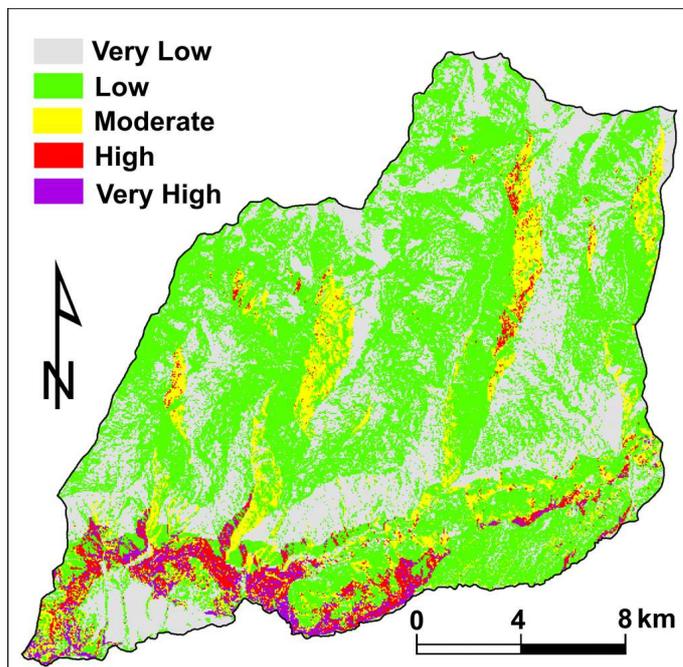


Fig. 7 Map of accumulated landslide susceptibility of the study area

For susceptibility to rock falls, the identification of the source map is limited by the distribution of blocks and the morphology of the scarp, hence different intervals were used (Irigaray et al. 2007; Jiménez-Perálvarez et al. 2009): very low (0); low (1%); moderate (3%); high (5%); and very high susceptibility (8%).

	%	km <sup>2</sup>
<b>(a) Slide susceptibility</b>		
Very low	67.91	312.50
Low	26.36	121.31
Moderate	3.79	17.44
High	1.30	5.96
Very high	0.64	2.93
<b>(b) Flow susceptibility</b>		
Very low	72.18	332.14
Low	24.51	112.79
Moderate	2.64	12.14
High	0.39	1.78
Very high	0.28	1.29
<b>(c) Rock-fall susceptibility</b>		
Very low	97.32	447.82
Low	2.59	11.92
Moderate	0.04	0.18
High	0.03	0.14
Very high	0.02	0.10
<b>(d) Complex-landslide susceptibility</b>		
Very low	84.28	387.81
Low	14.92	68.65
Moderate	0.61	2.80
High	0.19	0.87
Very high	0.00	0.00

**Table 7** Surfaces covered by the landslide-susceptibility zones in the study area

The study area shows a limited incidence of slides, expressed by the 94.3% of the total area calculated as having low to very low susceptibility (**Table 7a**), concentrated particularly in the north where a weathered mica schist unit is widespread at the highest elevations.

Although only a small surface area falls into the high and very high susceptibility zones concentrated on the southern edge of the study area, particularly where the Neogene conglomerates are over-steepened near the tributaries of the Guadalfeo River. It is of note that the Rules dam, on the Guadalfeo River, is in this zone.

Only 0.7% of the study area (**Table 7b**) has a high to very high susceptibility to flows. The triggering factors are sudden storms or intense daily rainfall where accumulation deposits are rapidly eroded. In the most affected areas, around the Rules dam, the infrastructures and roads are commonly damaged.

Only 0.1% of the study area was classified as moderately to highly susceptible to rock falls (**Table 7c**) and 0.8% of the area as moderately to highly susceptible to complex landslides with 99.2% falling into the low to very low class (**Table 7d**).

When all the results were combined in the general map, 94% of the study area showed very low, low or moderate landslide susceptibility to accumulated landslides, with only 6% registering high or very high susceptibility (**Table 8**). These highly susceptible areas (**Fig. 7**) appear along the banks of the main river and along the boundary between the marble and phyllite units. Again, the Rules dam is highly susceptible.

Landslide susceptibility	Surface area	
	%	km <sup>2</sup>
Very low	32.99	151.81
Low	52.26	240.45
Moderate	8.86	40.77
High	3.60	16.56
Very high	2.29	10.56

**Table 8** Total susceptibility to all landslides considered

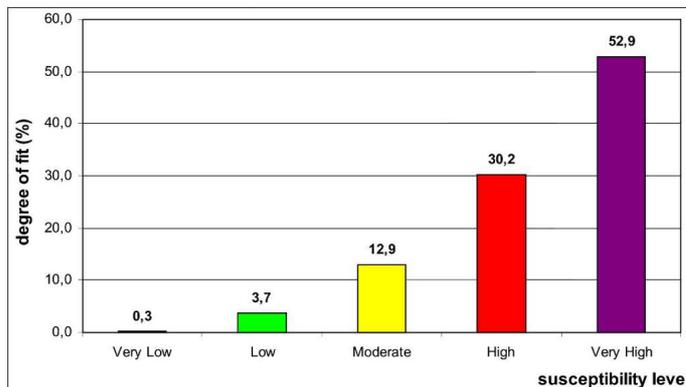
## 5 INTERNAL VALIDATION OF THE SUSCEPTIBILITY MAPS

An internal calibration of the susceptibility maps was made with the same landslide inventory used for the analytical procedure (Guzzetti et al. 2006; Remondo et al. 2003). The quality of the maps was assessed by spatial autocorrelation and the degree of fit between a given set of data and the maps (Goodchild 1986).

The degree of fit (DF), as applied to landslide maps, is defined as follows:

$$DF_i = \frac{m_i/t_i}{\sum m_i/t_i}$$

where  $m_i$  is the area occupied by the source areas of the landslides at each susceptibility level  $i$ , and  $t_i$  is the total surface area covered by that susceptibility level. The degree of fit for each susceptibility level represents the percentage of mobilised area located in each susceptibility class. The lower the degree of fit (less than 7%) in the low and very low susceptibility classes (relative error), and the higher the degree of fit in the high or very high susceptibility classes (relative accuracy), the higher the quality of the susceptibility map will be (Fernández et al. 2003; Irigaray et al. 2007). The degree of adjustment (Fig. 8) required for the high and very high susceptibility classes reached 83% whilst for the low and very low classes it was only 4%.



**Fig. 8** Distribution of landslides by susceptibility classes

## 6 DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In the study zone, 3.22% of the surface area is affected by landslides. Planar slides and flows predominate, with a lower proportion of rock falls and complex landslides. The lithological units most susceptible to landslides are phyllites, micaschists and marbles. The landslides are usually shallow, i.e. <10 m depth, although some large, deep complex landslides occur.

The most frequent planar slides are usually larger than the other landslides. Although most of the slides in the study area are dormant, recent data have shown very low velocity activity (<10 mm/year) in the La Serreta planar slide (Fernández et al. 2009).

The observed remnant of debris flows (deposits, pathways, scars etc.) suggest they are usually small and coalescent with other contemporaneous flows. There is only a small incidence of rock falls, which affect only limited areas.

In summary, the results of the landslide-susceptibility mapping using the GMM show a study area with predominantly low susceptibility. Nevertheless, about 15% is moderately to very highly susceptible, with rather more planar slides.

One constraint of the GMM is the need for a previous exhaustive landslide inventory of the study area. In the case of rock slides, or landslides affecting rock massifs and cohesive overconsolidated sediments, the remnants of the slope disruption in the rupture zone, or the accumulated mass, are observable over periods of time, enabling remote sensing and field inventory. This is aided by the thin vegetation and the erosional effect of heavy rainfall almost yearly in these semi-arid regions. However, the evidence of debris flows may be effaced quickly, except when the accumulated mass or the pathway pattern reaches larger dimensions.

Although the time scale over which evidence of land-sliding remains visible has not been quantified for each type of landslide, it is considered that most of the landslides of the study area have been inventoried, except perhaps some shallow small features and debris flows which may have been underestimated.

The value of a validated landslide-susceptibility map is that it assists in making a quick and simple assessment of the most appropriate terrains for civil engineering or of building projects, or areas where more detailed studies would be necessary. Nevertheless, it is vital to emphasise the importance of an adequate engineering-geological approach, including field and remote-sensing surveys, in order to compile the basic data for landslide prevention; the inventory of landslides, the thematic layers related to the determining factors, and also all the information available on landslide-triggering factors.

**Acknowledgments** This research was supported by projects CGL2005-03332 and CGL2008-04854 funded by the Ministry of Science and Education of Spain, and Excellence Project P06-RNM- 02125, funded by the Regional Government. Rainfall dates have been supplied by the National Meteorological Institute of Spain. It was developed in the RNM121 Research Group funded by the Andalusian Research Plan.

## 7 REFERENCES

Ver apartado “bibliografía” de esta tesis.

## CAPÍTULO 4

### Spatial stability of slope cuts in rock massifs using GIS technology and probabilistic analysis

C. Irigaray<sup>(1)\*</sup>, R. El Hamdouni<sup>(1)</sup>, **J.D. Jiménez-Perálvarez<sup>(1)</sup>**, P. Fernández<sup>(1)</sup> and J. Chacón<sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Granada, Granada, Spain.

(1)\* Correspondence to: C. Irigaray. Departamento de Ingeniería Civil, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos. Campus Universitario Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. E-mail: clemente@ugr.es

**Abstract:** This paper presents a methodology for the stability analysis of cuts in rock slopes. A kinematic analysis of the different types of failure (planar, wedge, and toppling) is developed using GIS, following which a probabilistic analysis is made of the limit equilibrium in slopes where the conditions for kinematic failure are satisfied. The results were verified by comparing the evaluation against the observed stability conditions in 40 road cuts along 4 km of national road N-340, on the Mediterranean edge of Granada province (southern Spain). The validation analysis showed that for some 90% of the slopes studied there was a reasonable fit between the observed and evaluated stability, indicating the proposed methodology is suitable for the preliminary analysis of the stability conditions on rock slopes.

**Keywords:** Rock slopes; Kinematic analysis; Safety factor; Failure probability; GIS

*Bull Eng Geol Environ (2011)*

DOI 10.1007/s10064-011-0414-3

Received: 30 March 2011

Accepted: 11 November 2011

Published online: 17 January 2012

©Springer-Verlag 2012

## 1 INTRODUCTION

Stability assessments of rock slopes involving civil works are generally preceded by a kinematic analysis which forms the basis for the selection of cut slopes for further assessment of the factor of safety (Hoek and Bray 1981; Norrish and Wyllie 1996). A kinematic analysis is a geometrical method developed using stereographic projections. It can assist in the determination of likely failure modes, the geometrical relationships between discontinuities and the relevant friction angles, and has been reported by several authors (Hoek and Bray 1981; Yoon et al. 2002).

According to the equilibrium-limit method, the failure of a rock mass occurs above a discontinuity when the shear stress surpasses the shear strength of this surface. Generally, this type of analysis is made by the deterministic calculation of the factor of safety (Goodman and Bray 1976; Kumsar et al. 2000; Hoek 2007). However, the uncertainty and/or variability associated with the geotechnical properties of materials hampers the selection of the appropriate values needed for this type of analysis and gave rise to the development of probabilistic methods. Some authors have proposed substituting the use of the standard safety factor, FS, for the reliability index, RI, (e.g Christian et al. 1994) or the probability of failure, PF (Hoek 2007).

Numerous authors have used the equilibrium-limit method for the stability analysis of rock slopes, both from the deterministic standpoint (Sarma 1979; Warburton 1981) as well as the probabilistic approach (Priest and Brown 1983). However, this method has the limitation that the failure mode must be known before it can be applied; that is, the method cannot recognize the failure mode without the help of a prior kinematic analysis (Kim et al. 2004).

The spectacular increase in the availability of computers in recent years and the development of GIS have provided powerful tools to analyse spatial information. GIS has been widely used to analyse stability against slope movements in general (Carrara et al. 1991; Chacón et al. 1996, 2006; Chacón and Corominas 2003; Irigaray et al. 2007), but there are fewer examples of its use in rock slopes (Gokceoglu et al. 2000; Irigaray et al. 2003, 2010; Günther et al. 2004; Kim et al. 2004; Aksoy and Ercanoglu 2007). This paper presents a methodology incorporating ArcGIS 9.3 (ESRI 2009). It was validated by stability analyses for different types of failure controlled by the discontinuities in rock masses at the Mediterranean edge of the province of Granada (southern Spain).

## 2 LOCATION OF THE STUDY AREA

The study area is located on the coast of Granada (southern Spain) 15-20 km east of the city of Motril (Fig. 1). Geologically, it belongs to the Alpujarride Complex of the Internal Zones of the Betic Cordillera. It is covered by the carbonate materials of the Murtas Unit of Triassic age (Aldaya 1981), although in places the underlying Permo-Triassic phyllites crop out. Thirteen rock slopes along national highway N-340 (between the Arrajana beach and Castell de Ferro) were selected for study, based on their geological and structural features. The study was limited to the surface area between the highway and a height of between 15 and 20 m above the road. Some of these slopes were sub-divided into sections, either because the ground plan of the slope was curved or because they included significant lithological or structural differences, such that a total of 40 slope units were studied. Figure 2 is an example of one of the

studied slope units. The meteorological records show the maximum temperature in July and August is some 26-27°C while in February the minimum is some 13°C. The mean annual rainfall is 486 mm; the precipitation peaking in March (monthly mean of 69 mm) and December (90 mm) while in July it is as little as 1 mm.

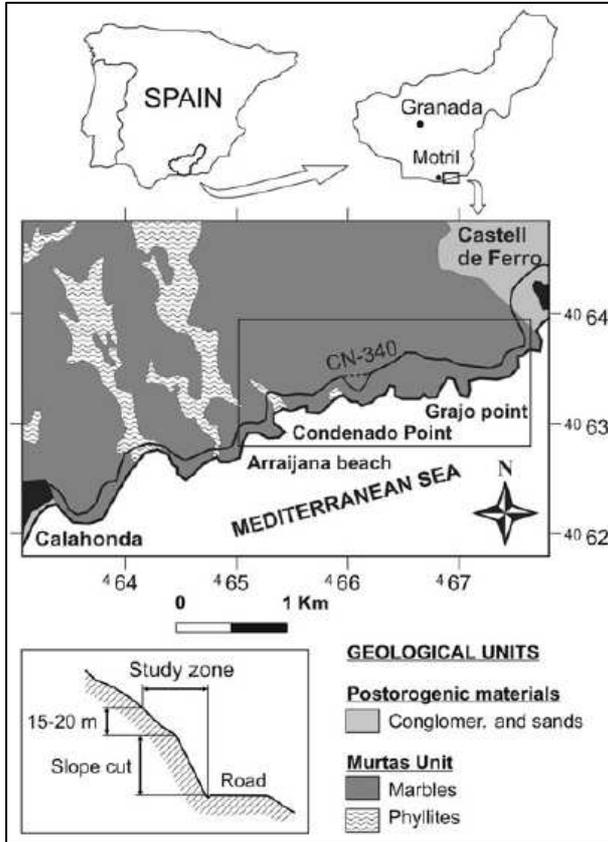


Fig. 1 Location of the study area



Fig. 2 Marble slope in the national road N-340 between Calahonda and Castell de Ferro (Granada, Spain)

### 3 DATA COLLECTION

Scan line surveys were made of representative slopes, following [Hoek and Bray \(1981\)](#), and [Hudson and Priest \(1983\)](#). A total of 2,330 m of scanline were undertaken for 740 analysed discontinuities and their geomechanical parameters measured, including spacing, resistance to compression, weathering, presence of water, etc. ([Irigaray et al. 2003](#)). The tilt test was used to measure the angle of friction ([Bruce et al. 1989](#); [Franklin and Dusseault 1989](#); [Barton 2008](#)). Cohesion was not measured but was estimated based on information published on similar rocks ([Hoek and Bray 1981](#); [Goodman 1989](#); [Waltham 1999](#)).

Some of the data needed for the analysis were obtained using a Digital Elevation Model (with a 2x2 m cell size) and ArcGIS 9.3 ([ESRI 2009](#)). The topographic and cartographic information used was prepared by Granada Province Council in 1998 at a scale of 1:2,000.

**Table 1** shows the general characteristics and the mean geomechanical parameters for one of the slopes studied. All the information acquired was implemented in the Geographic Information System ArcGIS 9.3 ([ESRI 2009](#)).

**Table 1** General characteristics and mean geomechanical parameters of the slope T1-a

Mean values of discontinuities (85 measurements):				
Set	1	2	3	4
Dip	68°	53°	33°	37°
Dip direction	273°	233°	137°	332°
Spacing (m)	0.1	0.1	0.3	0.2
Continuity	Sub-continuous	Not continuous	Continuous	Not continuous
Roughness	Slightly rough	Smooth	Slightly rough	Slightly rough
Infilling	No	Clay	Calcite	No
Aperture (mm)	0.1–1	0.1–1	>5	0.1–1
Weathering	Slightly weathered	Slightly weathered	Slightly weathered	Slightly weathered
Groundwater	Dry	Dry	Dry	Dry
Cohesion (kPa)	0	10	50	40
Friction angle (°)	33	32	33	36

Slope unit: T1-a. Excavation method: normal blasting. Maximum altitude: 12.5 m. Length: 110 m. Strike: N330°. Dip: 80°. Shape: rectilinear. Lithology: limestone-dolomitic marbles with alternating clear white and dark ones from centimetres to decimetres in thickness. Age: Triassic. Support measures: None. Breaks visible: formation of several decimetric wedges with low risk of falling. Uniaxial compressive strength: 37 MPa. Unit weight of rock: 26 kN/m<sup>3</sup>

### 4 METHODOLOGY AND RESULTS

Four sets of discontinuities were identified in each of the slope profiles and representative values of the geomechanical properties established. Stereographic projection was used ([DIPS 5.0](#)) to identify all the possible intersections between the sets of discontinuities present in each slope.

The stability conditions in the rock masses were analysed at two different stages ([Goodman and Bray 1976](#); [Hoek and Bray 1981](#); [Goodman 1989](#); [Norrish and Wyllie 1996](#)). First, a kinematic analysis was made to determine the likelihood of planar, wedge, and/or toppling failure using GIS ArcGIS 9.3 ([ESRI 2009](#)). Where potential failure was identified, the factor of safety (FS) and probability of failure (PF) were determined using ROCPLANE 2.0 and SWEDGE 5.0 ([Rocscience 2009b, c](#)).

#### 4.1 Kinematic analysis

The kinematic conditions for planar, wedge and toppling failure are recorded along the route corridor (Fig. 3). The slopes that present a greater extension of the zones with geometric instability are T8-c, T-7b, and T-8a, with values  $>20\%$ . The slopes T-2a, T-7c, T-7d, T-7g, T8-g2, T9-1, T9-2, T11-a, and T13 presented no potential geometric instability (Fig. 3).

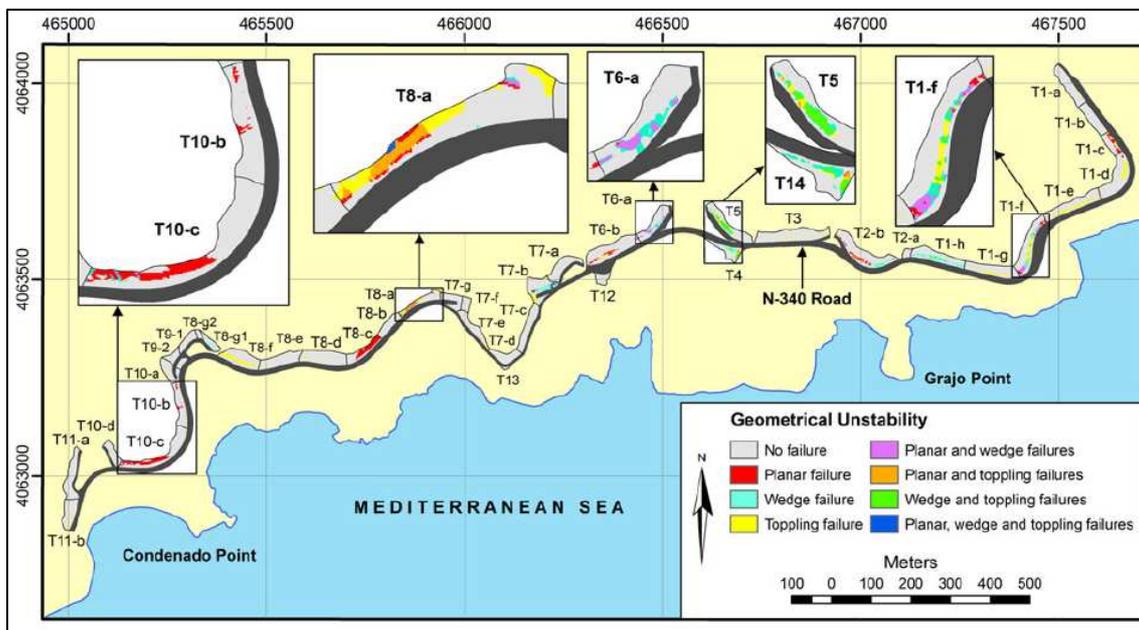


Fig. 3 Map of kinematic conditions for the planar, wedge, and toppling failure

#### 4.2 Safety factor and failure probability

Factors of safety were established using limit-equilibrium analysis (Kovári and Fritz 1975; Hoek 2007), based on the parameters given in Tables 2, 3 and 4. In addition, a sensitivity analysis was made in order to determine the influence of the various parameters on the value of the calculated factor of safety. This type of analysis involves the application of the theory of probability to the risk evaluation (Harr 1987; Pine 1992) and provides a medium factor of safety (FS) as well as a probability of failure (PF). The results are given in Table 5.

The results are shown for the calculation of the safety factor by a probabilistic analysis for the cases of planar and wedge failure, made by the programs ROCPLANE 2.0 and SWEDGE 5.0, respectively (Rocscience 2009b, c). The analysis was made in all those slopes where the kinematic analysis indicated pixels that fulfilled the structural conditions of planar or wedge failure.

**Table 2** Mean values of the input data used to calculate the probabilistic factor of safety for planar failure

Cut slope ID	Slope			Failure plane		Upper face	Strength	
	Angle (°)	Height (m)	Unit weight (kN/m <sup>3</sup> )	No set	Angle (°)	Angle (°)	c (kPa)	$\phi$ (°)
T1-a	80	12.5	27	4	37	34	40	36
T1-b	75	12	27	4	43	35	50	30
T1-c	77	15	27	2	43	32	10	30
T1-d	75	15	26	3	61	33	30	34
T1-f	73	26	26	4	44	32	150	35
T1-h	72	29	26	4	62	33	120	34
T2-b	72	20	26	1	62	30	40	32
T4	69	23	26	3	61	34	40	37
T5	65	25	26	1	54	30	10	30
T6-a	67	15	27	4	41	34	40	37
T6-b	70	19	26	4	41	30	60	30
T7-b	68	20	26	4	46	33	5	36
T8-a	65	14	27	4	41	30	5	34
T8-c	62	18	26	4	38	28	5	36
T10-b	68	8	26	3	40	34	150	30
T10-c	46	12	26	4	43	34	20	32

**Table 3** Mean values of the input data used to calculate the probabilistic factor of safety for wedge failure

Cut slope ID	Upper face		Slope face		Slope height (m)	Slope length (m)	Unit weight (kN/m <sup>3</sup> )
	Dip (°)	DipDir (°)	Dip (°)	DipDir (°)			
T1-a	34	046	80	060	12.5	110	27
T1-b	35	053	75	060	12	95	27
T1-f	32	115	73	125	26	146	26
T1-h	33	200	72	200	29	140	26
T2-b	30	130	72	160	20	90	26
T4	19	285	69	003	16	80	26
T5	30	235	65	225	25	115	26
T6-a	41	115	67	125	15	100	27
T7-b	33	205	68	175	20	75	26
T8-a	30	155	65	155	14	120	27
T8-f	25	217	71	176	17	100	27
T8-g1	35	300	52	310	13	60	27
T10-b	34	62	68	72	8	113	26
T10-c	34	180	46	180	12	85	26
T12	24	189	52	359	6	40	26

**Table 4** Mean values of the input data of discontinuities used to calculate the probabilistic factor of safety for wedge failure

Cut slope ID	Sets	Joint 1				Joint 2			
		Dip (°)	DipDir (°)	c (kPa)	$\phi$ (°)	Dip (°)	DipDir (°)	c (kPa)	$\phi$ (°)
T1-a	1-4	68	273	0	33	37	332	40	36
T1-b	2-3	42	125	0	35	73	25	150	29
T1-f	3-4	68	051	150	34	44	140	150	35
T1-h	1-4	56	259	150	31	62	142	120	34
T2-b	1-4	62	223	40	32	52	115	20	35
T4	2-3	80	280	15	37	61	062	40	37
T5	1-4	54	277	10	30	73	146	5	35
T6-a	3-4	70	68	50	36	41	150	40	37
T7-b	3-4	74	056	150	36	46	138	5	36
T8-a	1-4	85	026	5	34	41	126	5	34
T8-f	1-4	75	025	10	36	38	117	30	36
T8-g1	1-2	88	244	10	35	58	286	50	36
T10-b	2-3	62	351	10	32	54	051	150	30
T10-c	1-4	63	276	70	34	43	172	20	32
T12	3-4	77	258	150	31	47	298	10	32

**Table 5** Mean factor of safety (FS) and probability of failure (PF) obtained into the ROCPLANE and SWEDGE analysis

Cut slope ID	ROCPLANE analysis				SWEDGE analysis	
	Without tension crack		With tension crack		FS	PF (%)
	FS	PF (%)	FS	PF (%)		
T1-a	1.23	7	1.01	45	5.91	0
T1-b	1.44	1	1.46	10	4.94	0
T1-c	0.59	100	0.55	100	–	–
T1-d	0.92	63	0.79	87	–	–
T1-f	1.67	0	1.31	0	2.63	0
T1-h	2.10	0	1.83	0	2.76	0
T2-b	1.13	29	1.00	50	1.21	9
T4	1.25	18	1.14	30	2.68	0
T5	0.48	100	0.46	100	1.22	6
T6-a	1.17	27	0.98	53	1.88	0
T6-b	1.24	15	1.01	48	–	–
T7-b	0.60	100	0.58	100	0.70	100
T8-a	0.68	100	0.65	100	0.72	100
T8-c	0.78	100	0.76	100	–	–
T8-f	–	–	–	–	5.33	0
T8-g1	–	–	–	–	3.88	0
T10-b	4.36	0	3.03	0	17.28	0
T10-c	2.78	4	2.61	4	3.55	0
T12	–	–	–	–	19.01	0

### 4.2.1 Planar failure

In the general case, the calculation of safety factor for planar failure of the slope is determined by the following equation (Norris and Wyllie 1996; Hoek 2007):

$$FS = \frac{cA + (W(\cos\psi_p - \eta\sin\psi_p) - U - V\sin\psi_p + T\cos\theta)\tan\phi}{W(\sin\psi_p + \eta\cos\psi_p) + V\cos\psi_p - T\sin\theta}$$

where  $FS$  = factor of safety against sliding along a sheet joint;  $c$  = cohesive strength along a sliding surface;  $A$  = base area of wedge;  $W$  = weight of rock wedge resting on the failure surface;  $\psi_p$  = angle of failure surface, measured from horizontal;  $\eta$  = seismic coefficient;  $U$  = uplift force due to water pressure on failure surface;  $V$  = horizontal force due to water in tension crack (if present);  $T$  = force applied by the anchor system (if present);  $\theta$  = inclination of the anchor, anti-clockwise from normal;  $\phi$  = friction angle of sliding surface.

To determine the input data used for calculating the safety factor for the planar failure by ROCPLANE 2.0 (Rocscience 2009a) the following has been taken into account:

(a) **Geometry and weight.** The slopes had no bench and in general had a rather uniform dip, so that the overall slope angle was considered fixed over its entirety. The failure planes were determined from prior kinematic analysis and appear to be almost smooth; thus the waviness angle is considered equal to 0. The overall slope height is considered fixed for the entire extension of the slope based on direct measurement in the field. The slope of the upper face corresponds to the angle of the natural slope from the DEM (Digital Elevation Model), and, given that it can present a certain variability over the slope, it was considered to be a random variable with a normal distribution and a standard deviation of 5°. The specific weight of the rock was determined from typical values in the literature (Farmer 1968; Goodman 1989; Waltham 1999). In field observations, no tension cracks were located; however, given the possibility that they could exist and that they were inadvertently overlooked, two situations were considered: without tension cracks and with tension cracks. In the latter, vertical tension cracks were considered with the FS location.

(b) **Water pressure.** From field observations, the slopes appeared to be in a dry state (Irigaray et al. 2003). The carbonate nature of the materials (marbles) as well as their structural characteristics indicated drained conditions in all cases hence the water pressure was assumed to be nil.

(c) **External and seismic forces.** In the slopes studied, no type of outer reinforcement was used and therefore in this section only seismic force is considered. Based on the Seismic-Resistance Construction Norm of Spain NCSR-02 (Ministerio de Fomento 2002), the seismic coefficient of the study sector (town of Gualchos) is equal to 0.13g.

(d) **Shear strength.** The relationship between the shear strength ( $\tau$ ) of the failure plane and the normal stress ( $\sigma_n$ ) acting on the plane is represented by the Mohr-Coulomb equation:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi$$

where  $\phi$  is the friction angle of the failure plane and  $c$  is the cohesion.

The friction angle of the discontinuities has been estimated from data measured directly in the field by the tilt test (Barton 1981; Franklin and Dusseault 1989). From these results, and taking into account the data from the literature (Farmer 1968; Hoek and Bray 1981; Goodman 1989; Waltham 1999) a normal distribution was considered for this variable, with a standard deviation of 5°. No experimental data were available to determine the cohesion of the discontinuities for the study zone hence this parameter was estimated on the basis of information published for similar rocks (Farmer 1968; Hoek and Bray 1981; Goodman 1989; Waltham 1999). A normal truncated distribution was assumed with a minimum value of 0 kPa, a maximum equal to double the mean values, and a standard deviation of 10 kPa.

(e) **Sampling technique.** The sampling technique used in the probabilistic analysis was the Latin Hypercube (Iman et al. 1980), which provides results comparable to those of the Monte Carlo technique (Harr 1987) but with fewer samples (Hoek 2007).

Table 2 shows the mean values of the input data used to calculate the probabilistic factor of safety for planar failure.

#### 4.2.2 Wedge failure

In the case of wedge failure, the calculation of the safety factor is given below (Kumsar et al. 2000):

$$FS = \frac{[\lambda[W(\cos i_a - \eta \sin(i_a + \beta)) + U_s \sin i_a + U_t \cos i_a] - U_b] \tan \phi + c(A_1 + A_2)}{W(\sin i_a + \eta \cos(i_a + \beta) - U_s \cos i_a + U_t \sin i_a)}$$

where  $FS$  = factor of safety;  $W$  = weight of the rock wedge resting on failure surfaces;  $i_a$  = intersection angle;  $\eta$  = seismic coefficient;  $\beta$  = inclination angle of a dynamic force ( $\beta = 0$  for seismic forces);  $c$  = cohesive strength along the sliding surfaces;  $U_s$  = water force acting on the face of the slope (if present);  $U_t$  = water force acting on the upper part of the slope (if present);  $U_b$  = force caused by fluid pressure normal to each joint;  $A_1$  and  $A_2$  = joint surface areas;  $\phi$  = friction angle;  $\lambda$  = wedge factor by Kovári and Fritz (1975):

$$\lambda = \frac{\cos \omega_1 + \cos \omega_2}{\sin(\omega_1 + \omega_2)}$$

where  $\omega_1$  and  $\omega_2$  are the angles between the surfaces of each joint with the vertical.

Taking into account the same considerations as in the analysis of the planar failure, in the probabilistic analysis for wedge failure neither benches, tension cracks, nor water pressure were considered. The Latin Hypercube sampling method was used.

Tables 3 and 4 show the mean values of these data for the talus that fulfil the kinematic conditions of wedge failure.

Table 5 shows the FS and PF calculated for the different conditions studied in the slopes where the kinematic conditions were satisfied. The results show that:

- (a) The slopes that presented the greatest probability of failure, both for planar failure and wedge failure ( $FS < 1$  and  $PF = 100\%$ ) were slopes T7-b and T8-a.
- (b) Slopes T1-c and T8-c also presented the greatest probability of failure, but, in these, planar failure was geometrically possible.
- (c) Slope T5 presented the maximum probability of planar failure, and a lower probability of wedge failure ( $FS = 1.22$  and  $PF = 6\%$ ). However, the extension where the planar failure was geometrically possible was very reduced in this slope.
- (d) Slopes T1-d, T2-b, T4, T6-b, T8-f, and T10-c could also present instability problems but with low probabilities of failure (maximum 63% in T1-d).
- (e) The rest of the slopes presented very low or null probabilities of failure.

### 4.3 Validation of the results

With the aim of testing the validity of the results, a comparative analysis was made between the evaluation and field observation.

**Table 6** shows the failures detected in the field, as well as the overall evaluation of the stability of the slopes studied. It also includes the results of the kinematic and equilibrium limit analyses.

**Table 7** shows the failure categories for the 40 slopes. It can be seen that the mathematical analyses for 36 of the 40 slopes studied (90%) were generally consistent with the stability observed in the field. The five slopes directly observed as “unstable” were compatible with failure, both from the geometric and limit equilibrium analysis. In the ten slopes showing “stable” conditions, it was confirmed that failure kinematic or limit equilibrium conditions were not accomplished. The seven slopes directly observed as “rather unstable” included five slopes fulfilling all the failure requirements, one slope which showed the kinematic conditions for toppling failure and only one slope which did not satisfy geometric failure conditions. In the 18 slopes directly observed as “rather stable”, only three of them were considered as failed using the proposed methodology while the remaining 15 slopes show various different stable conditions (**Table 7**).

### 4.4 Determination of the appropriate slopes for the talus

Prior to the design of an engineering work in a rock mass, it is important to determine a stable slope angle which is cost effective. To determine whether the slopes studied were sufficiently stable, determinations were made of the slope angle which would give an FS against planar and wedge failure, of  $>1.5$ , assuming the remainder of the parameters considered in the equilibrium-limit analysis remained unchanged. **Table 8** shows the recommended angles, which in some cases indicate a reduction in angle of some  $20^\circ$ . Where the recommended angles could not be achieved, whether for geometric or economic reasons, it is highly recommended that an adequate support of some outer reinforcement be applied (wire mesh, anchors, etc.).

**Table 6** Failures detected and overall evaluation of the stability of all the slopes studied

Cut slope ID	KF			PF (%)		Observed failures	Observed stability
	P	W	T	P	W		
T1-a	Y	Y	Y	7–45	0	Plane failure, falling blocks	Rather stable
T1-b	Y	Y	N	1–10	0	Plane failure, few wedge failures	Rather stable
T1-c	Y	N	Y	100	–	Plane failure, falling blocks	Rather unstable
T1-d	Y	N	Y	87	–	Falling blocks	Rather unstable
T1-e	N	N	Y	–	–	Small falling blocks	Rather stable
T1-f	Y	Y	Y	0	0	Small falling blocks	Rather stable
T1-g	N	N	Y	–	–	Small falling blocks	Rather stable
T1-h	Y	Y	Y	0	0	Small wedge failure	Rather stable
T2-a	N	N	N	–	–	No	Stable
T2-b	Y	Y	Y	29–50	9	Plane and wedge failures	Unstable
T3	N	N	Y	–	–	Small falling blocks	Rather stable
T4	Y	Y	Y	18–30	0	Plane failure, falling blocks	Rather unstable
T5	Y	Y	Y	100	6	Falling blocks, wedge failure	Unstable
T6-a	Y	Y	N	27–53	0	Plane failure	Rather unstable
T6-b	Y	N	Y	15–48	–	Plane failure	Rather unstable
T7-a	N	N	Y	–	–	Small blocks	Rather Stable
T7-b	Y	Y	Y	100	100	Large wedge failure	Unstable
T7-c	N	N	N	–	–	No	Stable
T7-d	N	N	N	–	–	No	Stable
T7-e	N	N	Y	–	–	Small falling blocks	Rather stable
T7-f	N	N	N	–	–	Falling blocks	Rather unstable
T7-g	N	N	N	–	–	No	Rather stable
T8-a	Y	Y	Y	100	100	Plane failure, falling blocks, wedge failure	Unstable
T8-b	N	N	N	–	–	No	Rather stable
T8-c	Y	N	N	100	–	Plane failure, falling blocks	Unstable
T8-d	N	N	Y	–	–	Falling blocks	Rather unstable
T8-e	N	N	Y	–	–	Falling blocks	Rather stable
T8-f	N	Y	Y	–	0	Falling blocks, wedge failure	Rather stable
T8-g1	N	Y	N	–	0	Small wedge failure	Rather stable
T8-g2	N	N	N	–	–	No	Stable
T9-1	N	N	N	–	–	No	Stable
T9-2	N	N	N	–	–	No	Stable
T10-a	N	N	Y	–	–	Small falling blocks	Rather stable
T10-b	Y	Y	N	0	0	Small falling blocks	Rather stable
T10-c	Y	Y	N	4	0	Small plane failure	Rather stable
T10-d	N	N	Y	–	–	No	Stable
T11-a	N	N	N	–	–	No	Stable
T11-b	N	N	Y	–	–	Small falling blocks	Rather stable
T12	N	Y	N	–	0	No	Stable
T13	N	N	N	–	–	No	Stable

KF Kinematic failure; P Planar failure; W Wedge failure; T Toppling failure; Y Yes; N No; PF Probability of failure

**Table 7** Distribution of the number of slopes that fulfil different conditions for failure and observed stability

Observed stability	Plane or wedge failure		Toppling failure	No kinematic conditions for failure
	LE	NLE		
Unstable (5)	5	0	0	0
Rather unstable (7)	5	0	1	1
Rather stable (18)	3	5	8	2
Stable (10)	0	1	1	8

LE Compatibility with failure according to the limit equilibrium analysis. No compatibility with failure according to the limit equilibrium analysis

**Table 8** Actual slope angle (**A**) and recommended slope angle ( **$\alpha$** ) for unstable slopes to reach a safety factor higher than 1.5

Cut slope ID	T1-c	T1-d	T2-b	T4	T5	T6-a	T6-b	T7-b	T8-a	T8-c
A (°)	77	75	72	69	65	67	70	68	65	62
$\alpha$ (°)	45	67	58	66	46	55	55	47	42	39

## 5 DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The aim of the present work was to propose a methodology for analysing the stability conditions of rock slopes. It involves two stages:

1. A kinematic analysis of the different types of failure (planar, wedge, and toppling) using GIS.
2. A probabilistic analysis of the limit equilibrium in the slopes where the conditions of kinematic failure were satisfied.

The results were verified by the comparing the instability evaluation and the instability conditions observed on site.

In the case of the study area, situated on the national highway N-340 in southern Spain, the kinematic analysis indicated that 27 of the 40 slopes studied presented geometric conditions consistent with failure. Of these 27 slopes, 7 had safety factors lower than 1 for planar or toppling failure, of which 5 presented a probability of failure of 100% with the parameters estimated. The validation analysis showed that, overall, for 90% of the slopes studied there was a reasonable fit between the calculated and observed stability, indicating the methodology is useful for a preliminary analysis.

The main limitation of this type of analysis is the estimation of the parameters of the discontinuities, especially the friction and cohesion angle, particularly taking into account local conditions, as well as the climate and geomorphology. The results for the basic friction angles determined from tilt tests were corrected taking into account published experimental results on peak friction angle. More limitations were found in the selection of cohesion values, as it was not possible to make direct measurements between discontinuity planes.

The methodology proposed should be used in combination with other sources of information and analysis methods, and only in the preliminary phases of the design and planning of engineering works. However, in these preliminary phases, GIS constitutes a quick, inexpensive and effective tool for analysing the spatial stability of natural and cut slopes, which can provide useful information when time and economic resources are limited and indicate areas where more specific investigations and analyses should be focussed.

**Acknowledgments** This research was supported by projects CGL2008-04854 funded by the Ministry of Science and Education of Spain, and Excellence Project P06-RNM-02125, funded by the Regional Government. Rainfall dates have been supplied by the National Meteorological Institute of Spain. It was developed in the RNM-121 Research Group funded by the Andalusian Research Plan.

## 6 REFERENCES

Ver apartado “bibliografía” de esta tesis.

## CAPÍTULO 5

---

### Estimación de la peligrosidad a los movimientos de ladera en las zonas de mayor susceptibilidad

**J.D. Jiménez-Perálvarez\***

\*Departamento de Ingeniería Civil, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos. Campus Universitario Fuentenueva s/n, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. E-mail: jorgejp@ugr.es

**Resumen:** En este capítulo se presenta un análisis de la peligrosidad a los movimientos de ladera en las zonas de la vertiente meridional de Sierra Nevada que, tras el análisis previo, presentan un grado mayor de susceptibilidad. Se describen al detalle los movimientos de ladera más importantes del área, y se presentan los datos relativos a la actividad de los movimientos de ladera en la zona según los datos extraídos de documentación en prensa y documentación científica (DInSAR, fotogrametría aérea y LIDAR, TLS). Además, a tal efecto, se ha realizado un análisis dendrogeomorfológico de árboles en movimientos de ladera y se ha revisado la ortofotografía aérea histórica de la zona de estudio. Se estima la peligrosidad mediante el análisis de frecuencia de movimientos la correlación con las lluvias ocurridas

Palabras clave: Movimientos de ladera; Peligrosidad; Técnicas de detección remotas; Periodo de Retorno; Sierra Nevada

## 1 INTRODUCCIÓN

De acuerdo con la terminología desarrollada por la comisión de movimientos de ladera, de la Asociación Internacional de Ingeniería Geológica (IAEG), para la UNESCO en 1978 (Varnes 1984), y de los conceptos que las agencias internacionales como la ONU, Consorcios de Seguros, etc., emplean en la materia, el término peligrosidad (o Azar) natural (Natural Hazard -H-) se define como la “probabilidad de que suceda un fenómeno natural potencialmente dañino en un lugar y momento dados” (Chacon 2010). Su evaluación es fundamental para la estimación del riesgo, ya que la valoración de las de las posibles consecuencias (daños sobre los elementos del territorio) se combina con los datos referentes a la probabilidad de la peligrosidad.

Los primeros mapas de movimientos de ladera se realizaron en la década de los 70 (Brabb et al. 1972; Kienholz 1978). Los mapas de peligrosidad a los movimientos de ladera distinguen las zonas estables y aquellas que puedan verse afectadas por movimientos existentes o futuros. De acuerdo con las definiciones dadas por Varnes (1984), los mapas de peligrosidad deben proporcionar información sobre probabilidad de ocurrencia de los movimientos. Sin embargo, históricamente los mapas de peligrosidad no tenían la capacidad de predecir la probabilidad (temporal) de ocurrencia (Corominas y Moya 2008). Esta probabilidad se puede evaluar por el cálculo de la probabilidad de fallo de la pendiente, o a través del análisis de frecuencia de ocurrencia o reactivación de movimientos en el pasado. Por tanto, los mapas de peligrosidad tratan de proporcionar una estimación de “cuando” se esperan los movimientos de ladera, ya que el “donde” es proporcionado por el mapa de susceptibilidad (Brabb, 1984).

Existen numerosas revisiones sobre la evaluación de la peligrosidad a los movimientos de ladera a escala de cuenca en la bibliografía (Carrara 1983; Brab 1984; Varnes 1984; Carrara et al. 1991, 1995; Van Westen 1993, 1994; Soeters y Van Westen 1996; Chung y Frabbri 1999; Guzzetti et al. 1999; Dai et al. 2002; Chacón et al. 2006). A pesar de todo, no existe un procedimiento normalizado para generar mapas de peligrosidad, sino que hay diferentes enfoques y metodologías en función de las necesidades (proporcionar información, asesoramiento, o establecer las normas legales), el objetivo de la evaluación (planificación regional, desarrollo local, diseño de infraestructuras), la escala de trabajo, la calidad de los datos de entrada, el tiempo y el presupuesto disponible. La extraordinaria amplitud del espectro de los movimientos de ladera hace que sea difícil de definir una metodología única para determinar la peligrosidad frente a los movimientos de ladera (Guzzetti 2002).

El establecimiento de la probabilidad de ocurrencia de los movimientos durante un período establecido, por lo general, se obtiene de los catálogos de los eventos de movimientos históricos (Guzzetti et al. 2005). Por otro lado, en las últimas dos décadas, ha habido una mejora significativa en los procedimientos de captura automática de datos, metodologías de análisis y tratamiento, y en la disponibilidad de los equipos capaz de llevar a cabo operaciones complejas (Corominas y Moya 2008), que representan avances en la estimación de la peligrosidad a los movimientos del terreno.

Las técnicas para la zonificación de la peligrosidad a los movimientos de ladera, se pueden dividir en dos grupos generalmente (Hansen 1984; Van Westen 1993):

- Mapas de peligrosidad directos, donde el grado de peligrosidad se determina por la cartografía geomorfológica, basada en la experiencia y conocimiento de las condiciones del terreno de geomorfólogo.

- Mapas de peligrosidad indirectos, donde para predecir las zonas propensas a los movimientos de ladera se usan modelos estadísticos o deterministas, en función de la información obtenida mediante la correlación entre los factores determinantes y la distribución de movimientos de ladera.

Los mapas de peligrosidad directos pueden resultar muy fiables, siempre y cuando sean realizados por geomorfólogos experimentados y a partir de una cartografía de detalle. Comparando el mapa resultante, por métodos estadísticos, con el inventario de movimientos de ladera resulta un porcentaje de error en la clasificación de 0, es decir, todos los movimientos ocurren dentro de las zonas de peligrosidad alta. Estos valores nunca se pueden mediante métodos indirectos (Guzzetti et al. 1999, 2006), en la que el análisis se considera un éxito si, por ejemplo menos de 20% de los deslizamientos no están dentro de las zonas de alto riesgo (Carrara 1988). La principal desventaja de la asignación directa es su aparente subjetividad, ya que la calidad del mapa de peligrosidad resultante depende de la experiencia, habilidad y compromiso de un individuo o un equipo de cartografía.

La capacidad de reproducción de los mapas de peligrosidad indirectos es mucho más grande. Las reglas de decisión se obtienen mediante el análisis estadístico y, con esas reglas, se pueden presentar las clases de peligrosidad en alta, media o baja (Van Westen et al. 1999). La importancia de cada factor en la inestabilidad se puede expresar como un valor de peso, bien en forma de una función de influencia en el análisis estadístico bivariado (Chung et al. 1995) o como un valor en una función de regresión (Carrara et al. 1992) en el análisis estadístico multivariado. La desventaja de este tipo de métodos (estadísticos) radica en que los factores que condicionan la inestabilidad se generalizan para toda la zona. Se asume, por tanto, que esta combinación de factores que es la misma para toda la zona de estudio, hecho que puede ser discutible (Van Westen et al. 1999). Sin embargo, aunque los mapas derivados de métodos indirectos son más reproducibles que los directos, ya que la influencia de cada factor deriva de funciones estadísticas estándar y no del “experto”. Aunque según Carrara et al. (1992) no se puede aseverar que este tipo de análisis es más objetivo que los métodos directos, ya que un alto grado de subjetividad se incorpora tanto en la recogida de los datos de entrada, como en la selección de los factores determinantes para el análisis.

## 2 ZONA DE ESTUDIO

La zona general de estudio, en la vertiente meridional de Sierra Nevada, ha sido previamente definida y caracterizada en el capítulo introductorio. Para la evaluación de la peligrosidad se ha seleccionado un sector (figura 1) con una extensión aproximada de 200 km<sup>2</sup>, donde se manifiesta una considerable incidencia de movimientos de ladera. Además, los importantes núcleos de población e infraestructuras existentes, hacen que sea la zona con mayor elementos de riesgo que, aunque no sea el objetivo final de este trabajo, si es el objetivo final en la valoración del riesgo a los movimientos de ladera (Chacón 1988; Chacón et al. 1996, 2006; Glade et al. 2005). Debido a su interés (presencia de árboles, escarpes bien definidos, etc.), se han seleccionado algunos movimientos del entorno cercano a la zona de estudio, para su análisis por diferentes técnicas.

En el área de interés afloran unidades del Dominio Interno de la Cordillera Bética y materiales post-tectónicos (Neógeno y Cuaternario). Las unidades del Dominio Interno están representadas por micaesquistos grafitosos y feldespáticos del Complejo Nevado-

Filábride; sobre los cuales afloran esquistas, cuarcitas, filitas y mármoles del Complejo Alpujarride. Los materiales neógenos y cuaternarios fundamentalmente consisten pequeños afloramientos de margas y limos, cubiertos por conglomerados.



**Figura 1** Área de interés para la evaluación de la peligrosidad y movimientos de ladera más importantes del sector. Los movimientos de **Lagunillas**, **Budas**, **Puente Viejo**, **Chuca** y **Borincho** se han analizado mediante *dendrocronología*, y *láser escáner* (Palenzuela et al. 2011). El movimiento **Mojonera** se ha analizado, sin resultados, únicamente por *láser escáner*. El movimiento de **Tablones** ha sido analizado mediante *DInSAR* (Fernández et al. 2009). El movimiento de **Almegijar** ha sido estudiado por *LIDAR* (Fernández et al. 2011) y *láser escáner* (Palenzuela et al. 2011).

## 2.1 Movimientos más importantes de la zona

### 2.1.1 Movimiento BUDAS

Se trata de un deslizamiento complejo, con una componente principal de deslizamiento translacional, por rotura en cuña a favor de dos planos con direcciones de inclinación hacia  $330^\circ$  y  $45^\circ$  respectivamente, en un suelo sobreconsolidado de arenas gruesas, limos y conglomerado. En la masa movilizada presenta rotura por vuelco de grandes bloques. Es un deslizamiento profundo (más de 10 m) con una superficie aproximada de 1.05 ha. Se encuentra en la cola del embalse de Béznar, al este de la localidad de Restábal, en el término municipal de Lecrín; coordenadas geográficas  $36^\circ55'40''N$ ,  $3^\circ34'23''W$  (figura 2). Se produce a una altura media aproximada de 500 m y una pendiente media de  $27^\circ$ . Presenta un grado de desarrollo avanzado de su evolución y, por los datos que se tienen hasta la fecha, una actividad inactivo-dormida, con un grado de diacronía VIII-IX. Se ha generado antes de 1956, que es el dato más antiguo que se tiene, y a partir de esa fecha no se observan grandes cambios en su morfología.

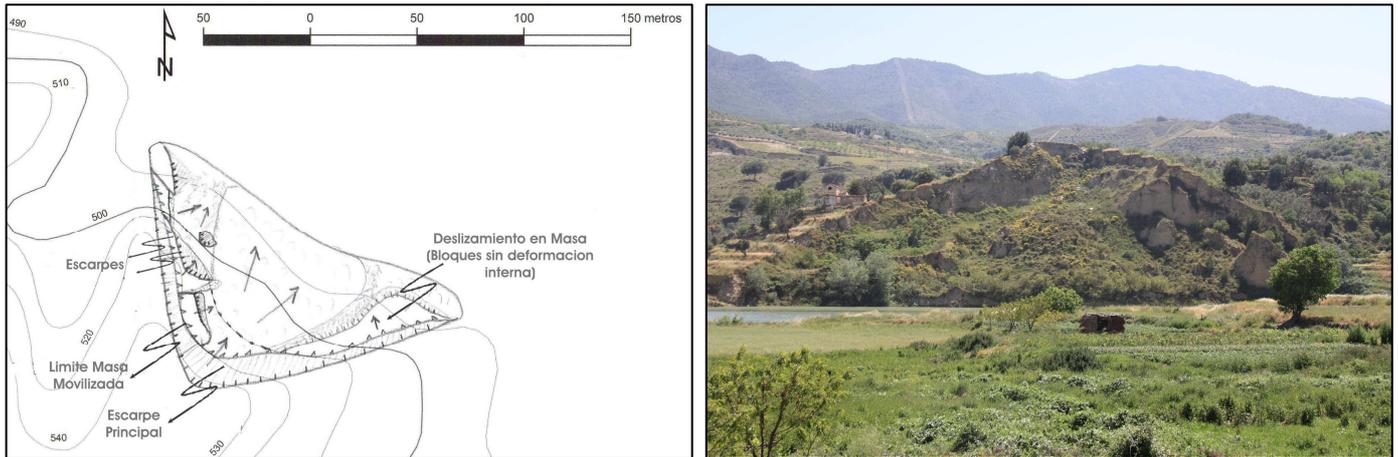


Figura 2 Movimiento de Ladera BUDAS. Geomorfología (izquierda) y aspecto actual (derecha)

### 2.1.2 Movimiento LAGUNILLAS

Corresponde fundamentalmente a un deslizamiento translacional, si bien presenta desprendimientos rocosos en cabecera. Se encuentra en una zona tectónicamente compleja, limitado al SE por un cabalgamiento de mármoles calizos sobre filitas muy alteradas con comportamiento tipo suelo; al NW por un contacto discordante entre esas filitas y la misma formación de mármoles calizos; y al SW por una falla que delimita los materiales metamórficos con margas y calcarenitas (cuenca). El deslizamiento se produce a favor de una fractura hacia  $120^\circ$ , coincidiendo con el contacto discordante. Los materiales implicados son fundamentalmente filitas con un comportamiento tipo suelo sobreconsolidado, y mármoles calizos y calcoesquistos en cabecera, que constituyen el escarpe del movimiento. Es un deslizamiento profundo (más de 10 m) con una superficie aproximada de 2.20 ha. Se encuentra al nordeste de la localidad de Béznar, término municipal de Lecrín; coordenadas geográficas  $36^\circ55'57''N$ ,  $3^\circ31'43''W$  (figura 3). Se produce a una altura media aproximada de 720 m y una pendiente media de  $22,5^\circ$ . Su grado de desarrollo es en “desarrollo” y, por los datos que se tienen hasta la fecha, una actividad inactivo-dormida, con un grado de diacronía VIII-IX. Se ha generado antes de 1956, que es el dato más antiguo que se tiene.

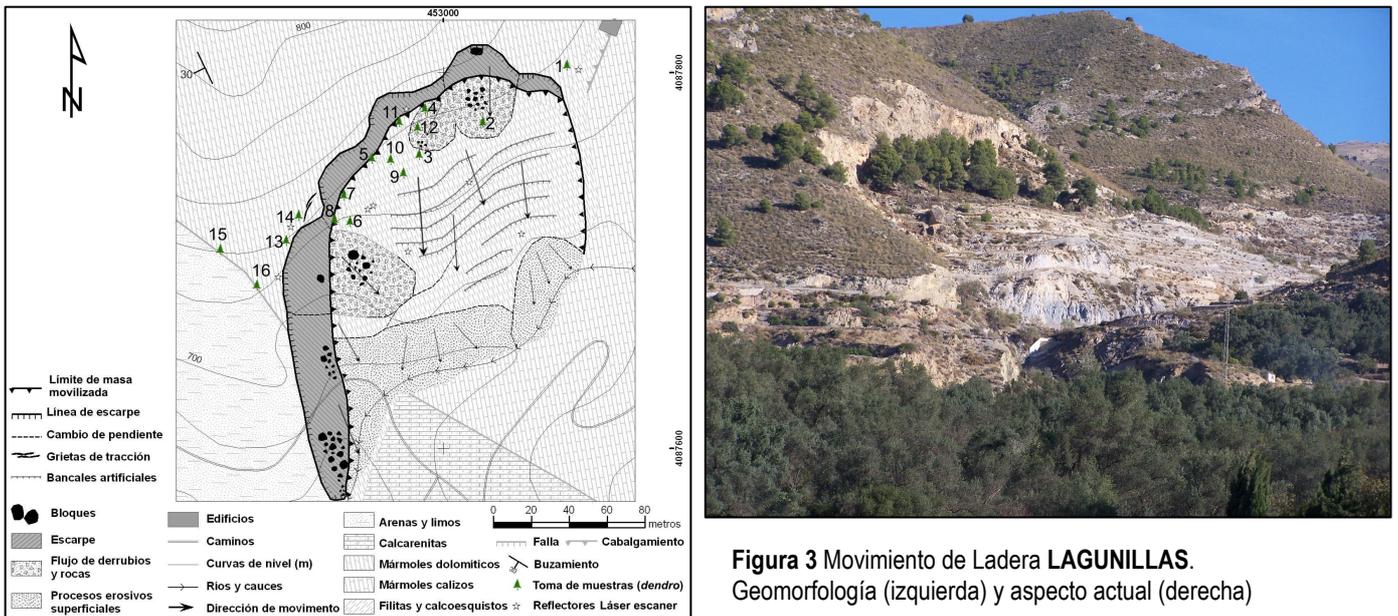


Figura 3 Movimiento de Ladera LAGUNILLAS. Geomorfología (izquierda) y aspecto actual (derecha)

### 2.1.3 Movimiento PUENTE VIEJO

El movimiento de Puente Viejo corresponde a un deslizamiento translacional, con la presencia de un escarpe principal y varios secundarios que delimitan bloques que a su vez también funcionan como deslizamientos translacionales dentro de la masa movilizada. Presenta los típicos flujos de derrubios que son producto de procesos erosivos superficiales más que de movimientos en masa en sentido estricto; si bien, existe un flujo de derrubios de más entidad que, de forma superficial, divide la masa movilizada en dos. El movimiento se produce a favor de una fractura hacia  $110^\circ$  en filitas alteradas con comportamiento tipo suelo sobreconsolidado. Es un deslizamiento profundo (más de 10 m) con una superficie aproximada de 1.35 ha. Corresponde a talud de la carretera N-323 que se encuentra justo en frente de la presa de Rules, al norte de la localidad de Vélez de Benaudalla, en el mismo término municipal; coordenadas geográficas  $36^\circ 51' 20''\text{N}$ ,  $3^\circ 30' 10''\text{W}$  (figura 4). Se produce a una altura media aproximada de 220 m y una pendiente media de  $26^\circ$ . Su grado de desarrollo es en “desarrollo” y, por los datos que se tienen hasta la fecha, una actividad inactivo-dormida, con un grado de diacronía VIII. En 1956 no estaba presente en el paisaje, y en 1998 es perfectamente identificable. El movimiento se inició a finales y los 70 y principios de los 80, y su máximo desarrollo posiblemente coincidiría con las lluvias de 1996/97.

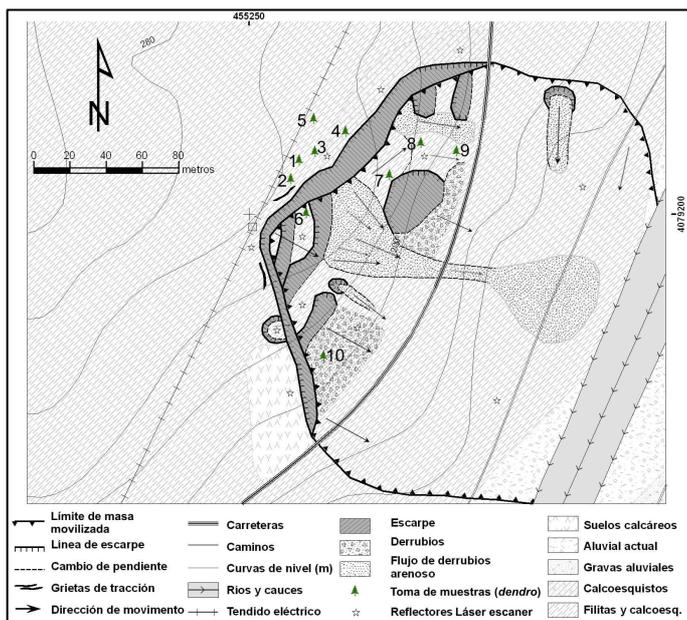


Figura 4 Movimiento de Ladera PUENTE VIEJO. Geomorfología (izquierda) y aspecto actual (derecha)

### 2.1.4 Movimiento CHUCA

Se trata de un deslizamiento translacional, con un escarpe principal bien definido a favor de una fractura hacia  $165^\circ$ . La masa movilizada presenta varios escarpes secundarios con diferentes orientaciones, tal y como se puede ver en el esquema geomorfológico, que provocan deslizamientos de derrubios (debris slide) superficiales. El movimiento se produce a favor de un contacto mecánico correspondiente a un cabalgamiento de filitas sobre material carbonatado (mármoles calizos y calcoesquistos). Afecta fundamentalmente a las mencionadas filitas, alteradas y con un comportamiento tipo suelo sobreconsolidado, y también al material carbonatado, fundamentalmente calcoesquistos, que tienen una potencia aproximada de 5-6 m y que,

a su vez, define el escarpe principal donde se producen pequeños desprendimientos rocosos. Es un deslizamiento profundo (más de 10 m) con una superficie aproximada de 4.50 ha. Se encuentra en la confluencia del río Íbor con el Guadalfeo, en el término municipal de Lanjarón, justo en el límite con el término de Órgiva, al norte de la presa de Rules; de hecho el embalse inunda parte del movimiento (figura 5.1), coordenadas geográficas 36°52'47"N, 3°28'38"W (figura 5). Se produce a una altura media aproximada de 280 m y una pendiente media de 25°. Su grado de desarrollo es en “desarrollo” y, por los datos que se tienen hasta la fecha, una actividad inactivo-dormida, con un grado de diacronía VIII-IX. Se ha generado antes de 1956, que es el dato más antiguo que se tiene, y a partir de esa fecha no se observan grandes cambios en su morfología.

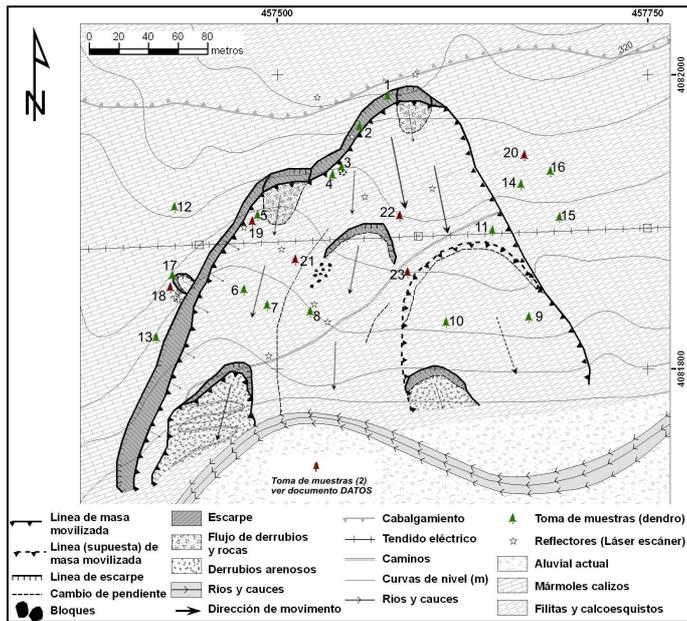


Figura 5 Movimiento de Ladera CHUCA. Geomorfología (izquierda) y aspecto actual (derecha)



Figura 5.1 Movimiento de Ladera CHUCA. Antes (izquierda) y después (derecha) del llenado del vaso de Rules

### 2.1.5 Movimiento BORINCHO

Se trata de un deslizamiento complejo, con una componente principal de deslizamiento translacional, con un escarpe principal bien definido a favor de una fractura hacia 165°. La masa movilizada presenta varios escarpes secundarios siguiendo una orientación

similar al principal, tal y como se puede ver en el esquema geomorfológico, que a su vez también funcionan como deslizamientos translacionales dentro de la masa movilizada. El movimiento afecta a material carbonatado, fundamentalmente calcoesquistos, discordantes sobre una formación de filitas alteradas con un comportamiento tipo suelo sobreconsolidado. Estas filitas no llegan a aflorar, a pesar de que el escarpe principal tiene unos 8 m. En el escarpe se producen pequeños desprendimientos rocosos, y la existencia de profundas grietas de tracción generan bloques individualizados susceptibles de vuelco. Es un deslizamiento profundo (más de 10 m) con una superficie aproximada de 2.00 ha. Se encuentra en el margen derecho del río Guadalfeo, al sureste del municipio de Órgiva, en la rama oriental del vaso de la presa Rules; coordenadas geográficas 36°52'45"N, 3°27'18"W (figura 6). El pie del movimiento marca aproximadamente la cota superior del embalse (figura 6.1). Se produce a una altura media aproximada de 280 m y una pendiente media de 23°. Presenta un grado de desarrollo avanzado de su evolución y, por los datos que se tienen hasta la fecha, una actividad inactivo-dormida, con un grado de diacronía VIII-IX. Se ha generado antes de 1956, que es el dato más antiguo que se tiene, y a partir de esa fecha no se observan grandes cambios en su morfología.

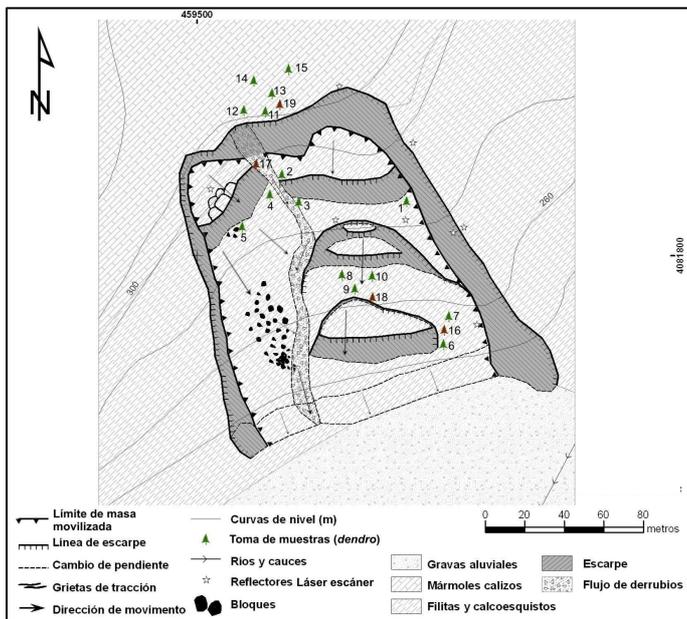


Figura 6 Movimiento de Ladera BORINCHO. Geomorfoloía (izquierda) y aspecto actual (derecha)



Figura 6.1 Movimiento de Ladera BORINCHO. Antes (izquierda) y después (derecha) del llenado del vaso de Rules

### 2.1.6 Movimiento MOJONERA

Corresponde a un pequeño deslizamiento translacional, que cobra importancia al coincidir con un talud de la carretera comarcal C-333; vía principal entre Lanjarón y Órgiva y, por extensión, a La Alpujarra. Se encuentra a la altura del paraje de Las Granjas, a la entrada del municipio de Órgiva; coordenadas geográficas  $36^{\circ}54'22''\text{N}$ ,  $3^{\circ}26'57''\text{W}$  (figura 7). El movimiento presenta un único escarpe vertical, de 1-2 m, hacia  $190^{\circ}$ , y se produce en materiales carbonatados, básicamente calcoesquistos, sobre filitas alteradas y sobreconsolidadas; si bien, el pie del deslizamiento no llega a aflorar. Es un deslizamiento semi-profundo (entre 2 y 10 m) con una superficie aproximada de 0.70 ha. Se produce a una altura media aproximada de 530 m y una pendiente media de  $16^{\circ}$ . Se encuentra en la etapa inicial de su desarrollo y, por los datos que se tienen hasta la fecha, una actividad inactivo-dormida, con un grado de diacronía VIII-IX, ya que a pesar de sus pequeñas dimensiones, así se mantiene desde que se tiene constancia de ello, antes de 1956.

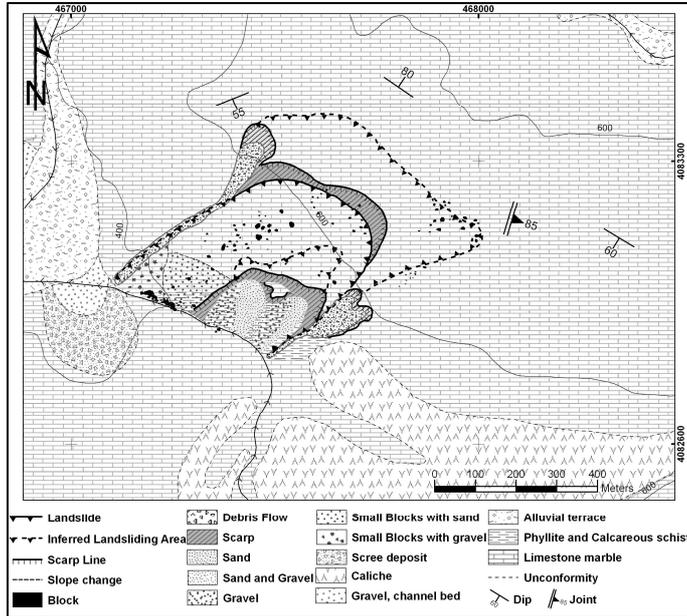


Figura 7 Movimiento de Ladera MOJONERA

### 2.1.7 Movimiento TABLONES

También denominado La Serrata (Fernández et al. 2009), o Jubiley (Fernández 2001). Este movimiento ha sido analizado mediante la técnica DInSAR por Fernández (2010). Se trata de un deslizamiento complejo, con una componente principal de deslizamiento translacional a favor de una fractura hacia  $225^{\circ}$ . Se produce en mármoles calizos, que configuran casi la totalidad de la sierra de Jubiley, en su cara meridional. Dicho relieve corresponde con un anticlinal cuyo núcleo está formado por filitas que llegan a aflorar ligeramente al pie del movimiento, y lo hacen en forma de filitas alteradas tipo suelo consolidado. Este hecho constata que el plano de deslizamiento se produce en dichas filitas. En el movimiento se pueden describir escarpes secundarios que generan pequeños “debris slides” superficiales, además de flujos de derrubios, igualmente superficiales, que aprovechan los escarpes laterales para desarrollarse. El escarpe principal puede tener más de 10 m, y es el área fuente de desprendimientos de rocas y bloques de mármoles calizos que caen ladera abajo que pueden obstruir el cauce que se encuentra al pie del movimiento (no corresponde al cauce del río Guadalfeo) (figura 8.1), Es un deslizamiento profundo (más de 10 m) con una superficie aproximada de 16 ha. Se encuentra en la Sierra de Jubiley, al este de la pedanía de Tablones, en el término municipal de Órgiva; coordenadas geográficas  $36^{\circ}53'30''\text{N}$ ,  $3^{\circ}21'55''\text{W}$  (figura 8). Se produce a una altura media aproximada de 550 m y una pendiente media de  $28^{\circ}$ . Su grado de desarrollo es en “desarrollo” y, por los datos que se tienen hasta la fecha, una

actividad inactivo-dormida, si bien mediante DInSAR se ha medido un desplazamiento de 4 cm entre los años 1994 y 2000, por lo que el grado de diacronía aproximada es de VIII. En cualquier caso, se ha generado antes de 1956, que es el dato más antiguo que se tiene, y a partir de esa fecha no se observan grandes cambios en su morfología a nivel de ortofoto.



**Figura 8** Movimiento de Ladera **TABLONES**. Geomorfología (izquierda) y aspecto actual (derecha)



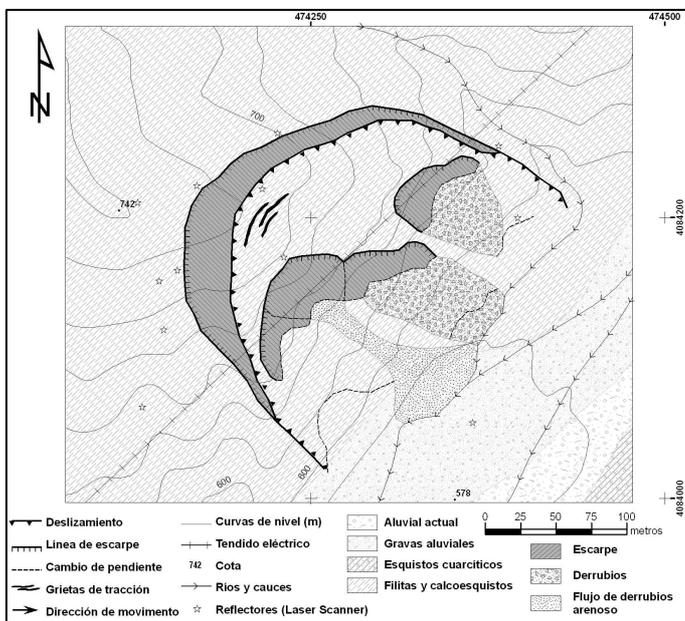
**Figura 8.1** Movimiento de Ladera **TABLONES**. Se aprecia que los desprendimientos pueden llegar a obstruir el cauce (Ría del Granadino)

### 2.1.8 Movimiento ALMEGÍJAR

Es uno de los movimientos más interesantes, manifiestos y porque no, bonitos, de la zona de estudio. Corresponde a un deslizamiento translacional plano muy evidente, que se produce en filitas alteradas tipo suelo sobreconsolidado, con niveles de calcoesquistos. Presenta un escarpe principal muy marcado y casi vertical hacia  $115^\circ$ , además se describen varios escarpes secundarios que son área fuente de “debris slide” superficiales. En la cabecera del moviendo hay grietas de tracción en las filitas que dan idea de su actividad. Es un deslizamiento profundo (más de 10 m) con una superficie aproximada de 4.80 ha. Se encuentra en la margen derecha del río Guadalfeo, cuya dinámica fluvial esta íntimamente relacionada con la actividad del movimiento, al sureste del municipio de Almegíjar, coordenadas geográficas  $36^\circ54'5''N$ ,  $3^\circ17'24''W$

(figura 9). Se produce a una altura media aproximada de 640 m y una pendiente media de 37°.

Mediante entrevistas a los habitantes de Almegíjar se supone que el movimiento se inició en torno al invierno de 1993/94. Concuerda con los datos extraídos de la ortofotografía, ya que no está presente en las ortofotos de 1956, 1977 y 1984, y sí en 1998. Es decir tuvo que iniciarse entre 1984 y 1998. Entre estas dos fechas existen imágenes para delimitar un poco más el intervalo temporal en el que se inició el movimiento, pero son imágenes Landsat (1991) y SPOT (1995) con muy poca resolución para extraer conclusiones fiables. En la imagen SPOT de 1995 se atisba lo que parece ser el escarpe, por tanto ya estaría generado en 1995, pero esta afirmación hay que tomarla con las reservas oportunas. El LIDAR confirma estos datos y añade que el movimiento se desplazó entre 1992 y 1998, posiblemente coincidiendo con las lluvias de 1996/97. El Láser Escáner aporta un nuevo desplazamiento en el invierno de 2009/10. Su grado de desarrollo es avanzado y, por los datos expuestos, se le podría asignar un estado de actividad suspendido, con un grado de diacronía VIII o casi VII.



**Figura 9** Movimiento de Ladera ALMEGÍJAR. Geomorfología (izquierda) y aspecto actual (derecha). La imagen puede dar una idea equivocada de sus dimensiones; el escarpe principal puede llegar a tener más de 20 metros

### 3 ACTIVIDAD DE LOS MOVIMIENTOS DE LADERA

La etapa previa al análisis de la peligrosidad a los movimientos de ladera es, por tanto, la estimación de la frecuencia con la cual estos fenómenos ocurren. El principal problema a resolver es la falta de información al respecto, sobre todo en la zona de estudio. En la actualidad, no existe una base de datos, o un archivo histórico más o menos completo de movimientos de ladera con referencias a la fecha del evento en el área de trabajo. Hay referencias puntuales a movimientos concretos, información bibliográfica dispersa, pero no un archivo único que se pueda aplicar directamente a un inventario como el que se ha presentado en esta investigación. Fundamentalmente por dos causas: (1) el carácter rural y casi restringido de la zona de estudio, que no despertaba interés en el pasado; sino que ha sido de un tiempo a esta parte cuando estas zonas se han revitalizado, aumentando su población, turismo y por ende su interés (Luna 1984). Y (2) en lo que a movimientos de ladera se refiere, la zona de estudio corresponde a un área donde no se había realizado con anterioridad un inventario de movimientos detallado; sí en las zonas circundantes (El Hamdouni 2001; Fernández 2001), pero no en esta en concreto, que completa la cuenca del río Guadalfeo. Únicamente se había realizado con anterioridad a gran escala (1:600.000) (Diputación de Granada/IGME 2007). Por tanto, esta tesis constituye también un documento de consulta, desafortunadamente no completo, sobre la ocurrencia de movimientos de ladera en la zona de estudio.

La estimación de la peligrosidad a los movimientos de ladera en la zona seleccionada se aborda en tres etapas. Esto es, (1) establecer la frecuencia temporal con la cual los movimientos se generan o reactivan, (2) correlación con el/los factores desencadenantes y, (3) obtención del mapa de peligrosidad, una vez validado el mapa de susceptibilidad. Para las etapas (2) y (3) se utiliza el apoyo del SIG. La etapa (1) se aborda mediante la revisión de documentación (científica, prensa, documentos históricos, tradición oral, etc.) y apoyo en técnicas que puedan contribuir a aportar información sobre la actividad de los movimientos. En zonas con información limitada sobre la actividad de los movimientos de ladera, y/o zonas semiáridas con fenómenos de actividad intermitente (Chacón 2007), una solución para aproximar la actividad y consecuentemente la peligrosidad son las técnicas remotas de obtención de datos. Este estudio también se apoya en los resultados obtenidos de trabajos realizados en la zona mediante técnicas de teledetección, fotogrametría y LIDAR (Fernández et al. 2011); interferometría diferencial radar (DInSAR) (Fernández et al. 2009), y láser escáner terrestre (TLS) (Palenzuela et al. 2011); además de otras como análisis dendrocronológico de árboles e interpretación de ortofotografías históricas.

#### 3.1 Documentación sobre la actividad de los movimientos de ladera

El trabajo de recogida de información sobre la ocurrencia de movimientos de ladera en la zona de estudio se plantea según el siguiente protocolo, si bien no necesariamente por este orden:

- Revisión de la bibliografía científica existente.
- Revisión de documentos, manuales y libros de información histórica en general que puedan aportar algún dato sobre la actividad de los movimientos de ladera.
- Documentación mediante entrevistas tanto en instituciones (ayuntamientos, iglesias, centros cívicos, etc.) como con los propios habitantes de los núcleos de población ubicados en la zona de estudio o inmediaciones.
- Revisión sobre las noticias de sucesos al respecto, esencialmente prensa escrita y digital.

En esta primera parte del subapartado se exponen los resultados y datos más relevantes de la revisión de noticias, libros, documentos históricos, etc. En el [Anexo 2](#), que fundamentalmente corresponde a una ampliación de esta parte y del subapartado siguiente (3.1.1), se puede consultar la totalidad del texto, figuras y datos resultantes de la investigación realizada sobre este tipo de documentación. La recopilación bibliográfica científica no es muy fructífera, aunque si permite sacar ciertas conclusiones. La bibliografía existente en el entorno de zona de estudio sobre los movimientos de ladera es amplia ([Chacón 1988](#); [Chacón y Soria 1992](#); [El Hamdouni et al. 1997a, b, 2008](#); [Thornes y Alcántara-Ayala 1998](#); [Alcántara-Ayala 1999a, b, 2000](#); [Fernández et al. 1996a, b, 1997, 2003, 2008](#); [El Hamdouni 2001](#); [Fernández 2001](#); [Diputación de Granada/IGME 2007](#); [Irigaray et al. 2007](#)), si bien se refiere principalmente a inventario de movimientos de ladera, factores determinantes y mapas de susceptibilidad. Fundamentalmente corresponde a los trabajos del Grupo de Investigaciones Medioambientales: Riesgos Geológicos e Ingeniería del Terreno de la Universidad de Granada, RNM-121; que, desde su constitución en la primera convocatoria del Plan Andaluz de Investigación en 1987, se ha mantenido activo promoviendo la investigación dedicada al estudio e inventario de zonas inestables y riesgos derivados.

De las referencias citadas, se pueden extraer datos relacionados con la actividad o grado de diacronía ([Chacón et al. 2010](#)) de forma puntual, así como la constatación de que la zona de estudio es, al menos, meridianamente activa. Aunque, como ha mencionado, los datos temporales no son abundantes, tienen la ventaja de localizar geográficamente las zonas inestables, cosa que no ocurre por lo general con los artículos de prensa. Los trabajos de [El Hamdouni \(2001\)](#) y [Fernández \(2001\)](#) identifican un evento especialmente activo en el invierno del año hidrológico 1996/1997, indicando la lluvia como el principal factor desencadenante de movimientos de ladera en la zona de estudio. Los trabajos de [Alcántara-Ayala \(1998, 1999a\)](#) señalan como activo el deslizamiento de Almegíjar (que será tratado con posterioridad), y el atlas de riegos de [Diputación de Granada \(2007\)](#) también señala a la lluvia como el principal factor desencadenante de movimientos en la Alpujarra, especialmente en el año hidrológico 1996-1997.

Recientemente se han publicado trabajos más específicos, con excelentes resultados, para la determinación de la actividad de los movimientos de ladera con técnicas novedosas, i.e. Interferometría Radar -DInSAR- ([Fernández et al. 2009](#)), Láser Escáner -TLS- ([Palenzuela et al. 2011](#)) y técnicas de fotogrametría aérea y LIDAR ([Fernández et al. 2011](#)). Estos trabajos serán tratados con posterioridad subapartados específicos, tanto por la importancia de sus resultados, lo novedoso de las técnicas, y haber colaborado en parte en el desarrollo de algunos de los mismos. En general aportan datos muy concretos e interesantes, pero al focalizarse en el desarrollo de la técnica, se limitan a movimientos de ladera concretos y no a datos regionales sobre la actividad de los movimientos de ladera.

La búsqueda y revisión de documentación histórica no aporta datos concretos a esta investigación, únicamente permite conocer textos interesantes acerca de cómo este fenómeno se ha tratado a lo largo de la historia, así como constatar que en lo que a desastres naturales se refiere, los terremotos y las inundaciones son los que frecuentemente quedan registrados en las crónicas de cada época. En este sentido

Henríquez de Jorquera (1987) recoge en “Anales de Granada” diferentes sucesos ocurridos en Granada a finales del siglo XVI y principios del siglo XVII. Cita terremotos (por supuesto sin ninguna referencia a intensidad) en los años 1607, 1614, 1616, 1635, 1640, 1645; e inundaciones en la provincia de Granada en los años 1490, 1611, 1614, 1618, 1635, 1629, 1642. Únicamente, para los años 1611 y 1642 se menciona “tempestad de agua y piedra” lo que se podría interpretar como un movimiento del terreno, ya que los movimientos de ladera no eran tratados ni cómo fenómeno generador de riesgo por sí mismo. De hecho los primeros trabajos sobre movimientos de ladera en Granada corresponden al mapa y memoria provincial de Macau (1962, 1963). Antes únicamente se ha encontrado una referencia (Navarro Neumann 1924) en una tirada aparte de la revista semanal IBÉRICA (figura 10), bajo el título “los fenómenos geológicos de Monachil (Granada)”. De nuevo antes de entrar en detalle se alude a terremotos; la cita “no se trata de un terremoto sino de un simple deslizamiento de tierras” evidencia la poca atención que se le presta al fenómeno como tal. Si bien describe con bastante detalle el movimiento ocurrido a finales de marzo y principios de abril de 1924, donde en 34 días de lluvias, no muy fuertes pero sin continuas, se recogieron 225 mm de precipitación, siendo el años más lluvioso de los últimos 22. Curiosamente este mismo episodio se recoge en el diario Ideal de Granada el 30 de marzo de 1984 (figura 10). Como se puede comprobar información casi inexistente y poco útil, por la lejanía de la zona de estudio, pero en principio se podría extraer que las lluvias, y en concreto la lluvia acumulada, podría ser el principal factor desencadenante de los movimientos de ladera en la región. Por otra parte, para ninguna de estas fechas se tiene un registro pluviométrico fiable, por lo que la estimación de un periodo de retorno es doblemente inestimable. Por más que esta zona fuera también objeto de estudio con posterioridad (Mateos y Ferrer 1994).



Figura 10 Revista IBÉRICA, Navarro Neumann 24-05-1924 (izquierda); noticia del 30/03/1984 (derecha). Fuente: Diario Ideal de Granada.

### 3.1.1 Datos de prensa

La consulta en prensa si aporta más datos referidos a la actividad de los movimientos de ladera, en lo que a fechas determinadas se refiere. Se ha consultado el archivo histórico de prensa de la hemeroteca del diario Ideal de Granada, así como su versión digital (a partir del año 2006 hasta 2011). Dicho archivo se puede consultar únicamente a partir de mayo de 1932, debido a la ausencia de información anterior. Por tanto, para esta consulta no se dispone de información anterior a la fecha, lo que marca el umbral inferior de registro, que no ha podido ser ampliado por las técnicas que se mencionarán en adelante. A excepción de la ya mencionada referencia de 1924, donde la información es de una zona alejada y ajena a la zona de estudio. Esta limitación geográfica, también es una constante, sobre todo para las fechas más antiguas.

En la revisión de las noticias de prensa, se constata que la mayor parte de los datos atañen a Granada y su área metropolitana, las cuales evidentemente reciben mucha más atención mediática. Por otra parte, y considerando que el fenómeno natural de más peligroso en Granada son las inundaciones ([Diputación de Granada/IGME 2007](#)), es este fenómeno el que más atención recibe. La presente investigación se ha centrado en las noticias (de movimientos de ladera) que mencionan la Alpujarra y por extensión a la costa granadina. Sin embargo, también se han recogido aquellos sucesos que, aunque las noticias se centren en Granada y su área metropolitana, el evento se puede extrapolar a la provincia, fundamentalmente si se refieren a eventos anormalmente lluviosos que casi con toda seguridad se pueden extender a la Alpujarra. Sin embargo, tanto en los datos en concreto como en los extrapolados, se presenta el inconveniente que normalmente no se localizan geográficamente las zonas afectadas, sino que, con suerte, se menciona la localidad afectada. Aún así, se trata de recoger datos de fechas para los eventos que ocasionaron movimientos de ladera en la Alpujarra. Más adelante, con otras técnicas, se intentará resolver el problema de la localización geográfica exacta de la zona afectada. A partir del año 1996, las noticias concretan un poco más las zonas afectadas, lo que permite con más fiabilidad identificar qué movimiento de ladera se originó, o reactivó.

La selección eventos a partir de noticias de prensa (escrita y digital) se ha realizado centrándose en las noticias referidas a movimientos de ladera (de forma general, ya que la nomenclatura utilizada en prensa no se puede definir como purista u ortodoxa). También se presta especial atención a las inundaciones, relacionadas directamente con las lluvias, desencadenantes, a su vez, de movimientos de ladera. Con estas limitaciones y premisas, se recogen los datos que se relacionan a continuación.

Se mencionan los episodios más importantes y las conclusiones extraídas. El [Anexo 2](#) detalla la investigación realizada sobre este tipo de documentación. El primer evento de relevancia ocurre el 27/01/1948. Se producen inundaciones en Granada y en la costa granadina, fundamentalmente en Motril y Salobreña. Para este evento también se menciona Albuñol, importante para este estudio al encontrarse en la Alpujarra. Se repiten inundaciones el 7/01/1949, 13/09/1951 y 15/10/1962, las dos primeras en Granada y zona metropolitana, y la última afecta también a la zona costera.

La primera noticia sobre movimientos de ladera en sentido estricto se encuentra el 7/01/1963, sin bien la noticia se centra en Granada y su área metropolitana. Son movimientos asociados a un temporal de lluvias. En general, el invierno de 1963 fue especialmente activo en lo que a movimientos de ladera se refiere, ya que estos

fenómenos se producen durante toda la estación, afectando también a la costa granadina y la Alpujarra (figura 11). Seis años después, concretamente el 9/01/1969, se producen inundaciones con graves daños en la costa, a causa de un temporal de lluvia (figura 12).



Figura 11 Movimientos de ladera en el paso del Zenete, Granada, 17/02/1963 (izquierda); noticia del 17/02/1963 (derecha arriba); noticia del 24/02/1963 (derecha abajo). Fuente: Diario Ideal de Granada.



Figura 12 Noticias del 10/01/1969. Fuente: Diario Ideal de Granada.

Tan sólo cinco años después tuvo lugar la conocida avenida del 19 de octubre de 1973 en la rambla de Albuñol (figuras 13 y 14), que afectó fundamentalmente a Albuñol y La Rábita, pero dicho evento también afectó a toda la Alpujarra, con incidencia directa en la zona de estudio, especialmente en Órgiva, Torvizcón, Murtas y Cádjar. La causa fundamental de esta avenida fue la importante precipitación en tan solo unas horas, que superó los 600mm (Diputación de Granada/IGME 2007).



Figura 13 Noticia del 20/10/1973 (arriba izquierda); noticia del 28/10/1973 (arriba derecha); noticia del 21/10/1973 (abajo). Fuente: Diario Ideal de Granada.



**Figura 14** Efectos de las precipitaciones de octubre de 1973 en La Rábita, 21/10/1973 (izquierda) y en Torvizcón, 28/10/1973 (derecha). Fuente: Diario Ideal de Granada.

Los siguientes episodios de interés tienen lugar ya en los años 80. Inundaciones el 24/03/1983, 14/02/1985 y 5/09/1989 que afectan a la costa y la Alpujarra. Estos años, relativamente tranquilos tras el desastre de octubre de 1973, se ven interrumpidos en el invierno de 1996-1997, que como se ha comentado con anterioridad, es recogido en la bibliografía científica. A diferencia de 1973, donde el grueso de la precipitación ocurrió en unas horas, en el invierno de 1996-1997 la precipitación se distribuyó durante 3 meses (212 mm en noviembre de 1996, 386 mm en diciembre de 1996, y 222 mm en enero de 1997, i.e. más de la media de la precipitación anual en el área alcanzada en tan sólo 3 meses). Esto generó numerosos movimientos de ladera en la zona de estudio (Irigaray et al. 2000; Jiménez-Perálvarez et al. 2009, Diputación de Granada/IGME 2007) dañando la mayoría de la red viaria de la zona (Irigaray et al. 2000).

La lluvia anual del año hidrológico 1996-1997 marcó el máximo del registro pluviométrico documentado, lo que dificulta la aproximación de un periodo de retorno pero que, por otra parte, da una idea de la magnitud de las precipitaciones. La consulta de las notas de prensa durante el invierno de 1996-1997 constata los graves efectos del temporal sobre la Alpujarra, fundamentalmente en la red viaria, y permite identificar, con algo más de precisión que las referencias anteriores, las zonas afectadas.

Si bien los datos recogidos de esta documentación hasta 1996 eran muy genéricos, no había identificación geográfica de los movimientos, para este episodio de lluvias abundantes, aunque por desgracia no mencionan movimientos concretos, si se acerca un poco más a los lugares dañados, por lo que se puede aproximar un poco más la localización de los movimientos (figura 15). En los episodios del invierno de 1996-1997, los movimientos ocurrieron mayormente después de las grandes precipitaciones, ya que estas empezaron en noviembre, y los terrenos empezaron a movilizarse en enero.

Las zonas más afectadas fueron Almegíjar, Bubión, Busquistar, Capileira, Carataunas La Tahá, Lobras, Notáez, Órgiva, Pampaneira, Pórtugos, Torvizcón y Trevélez.

### La Administración evalúa en unos 2.500 millones los daños en carreteras por desprendimientos

*Récord de precipitaciones en el valle del Guadalfeo al caer más de mil litros en 21 días*

**A**

Al menos 2.500 millones de pesetas tendrán que invertir la Junta de Andalucía y la Diputación Provincial para reparar los daños ocasionados por desprendimientos del terreno en su red de carreteras. Esta cifra corresponde a la primera estimación realizada sobre los efectos del temporal de nieve y lluvia que azotó a la provincia de Granada.

Estado de la carretera de la Costa, a la altura de Ízbor, ayer.

**B**

Unos vecinos de Pampaneira se disponen a cruzar el espectacular corte que los separa de Órgiva.

### Ahogados en tierra

1. Lagarales y bahías expuestas a que las coladas despiquen un desprendimiento cerca de la localidad de Carataunas.  
 2. Un asqueado de Órgiva Pampaneira, hasta el momento el desprendimiento del terreno de Pampaneira.  
 3. La carretera entre Órgiva y el Barrión de Pajarón, sepultada por la tierra.  
 4. Los habitantes también abren al aspecto entre Lanjarón y Órgiva.

**D**

### «El cerro ha echado a andar»

Un monumental desprendimiento sepulta la carretera Orgiva-Pampaneira

La naturaleza ha hecho un trabajo tan faraónico como desastroso en la carretera que une las localidades alpujarrenas de Órgiva y Pampaneira. Un monumental desprendimiento de tierra y rocas ha sepultado la calzada

a la altura del paraje conocido como Fuente del Porrián  
 «Es que todo el cerro se ha echado andar, y ahí es lo que se puede hacer», describió la situación un empleado de Obras Públicas destacado en la zona.

**C**

**E**

La carretera que asciende a Pampaneira, en la Alpujarra, permanece cortada por el desprendimiento de tierras y de rocas.

### «Lo malo es que siga»

En la Alpujarra temen que la lluvia los deje aislados

Todo normal, pero un poco preocupados. En La Alpujarra ven venir el cielo color panza de burra que amenaza más lluvia, más nieve. La tierra se ha comido la carretera poquito antes de Pampaneira. Hay que rodear por Torvizcón para ir o volver de Órgiva. El temporal ha dejado incomodidades y nada más por el momento. Pequeñas avalanchas, un par de horas o una mañana para abrir el paso a los vehículos. «Lo malo es que siga». Que se sigan cayendo los montes.

**F**

### El alcalde de Cáñar pide una nueva carretera para evitar el aislamiento

Un informe considera inviable reparar los destrozos en el tramo

**G**

Figura 15 Movimiento del terreno en la carretera de la costa (N-323) a la altura de Ízbor, 07/01/1996 (A); movimiento de ladera en la carretera de Órgiva a Pampaneira, 07/01/1996 (B) y noticia relacionada, 07/01/1996 (C); imagen (D): movimientos del terreno en Carataunas (2), carretera Órgiva-Pampaneira (3), y carretera Órgiva-Lanjarón (4), 07/01/1996; movimiento de ladera en Pampaneira 07/01/1996; (E); noticias del 11/01/1996 (F) y (G). Fuente: Diario Ideal de Granada.

Al año hidrológico 1996-1997 que, como se ha comentado con anterioridad, marcó el máximo del registro pluviométrico documentado, le sucedió un periodo relativamente estable en cuanto a la actividad de los movimientos de ladera y eventos lluviosos. Del siguiente acontecimiento que se tiene constancia data de 2009, 12 años después. Bien es cierto que a partir de 2006, como quiera que es factible consultar digitalmente la hemeroteca del periódico y la información es más abundante, la búsqueda se filtra únicamente a eventos de movimientos de ladera en la zona de estudio, La Alpujarra, los

cuales pueden ser de más utilidad que los encontrados hasta ahora. A pesar de que la nomenclatura dista mucho de ser rigurosa, a partir de 2006 las noticias mencionan lugares concretos, factores, etc. y las crónicas están documentadas por técnicos.

El 6/01/2009 tuvo lugar un movimiento de ladera en Soportújar (figura 16). Se tuvo constancia de este movimiento en el momento que se produjo, por lo que se realizó una visita donde se comprobó que el movimiento correspondía a un deslizamiento pequeño y superficial (~5 m de profundidad) en esquistos muy alterados. Y que se desencadenó por la acumulación de agua intensas lluvias, como siempre con cierto retardo tras la precipitación. No es el único movimiento que tiene lugar en el invierno de 2008-2009, sino que ese año también se vieron afectados diversos tramos de las carreteras de la Alpujarra así como varios núcleos de población.

Noticia del 10/02/2009: **Soportújar continúa sufriendo deslizamientos de tierra y rocas.** Fuente: Diario Ideal de Granada (versión digital).

Desde el pasado viernes no cesan los desprendimientos de tierra y rocas a la entrada del casco urbano del municipio alpujarreño de **Soportújar** “al no cesar de brotar agua por una ladera, se produce un continuado desmoronamiento”.

Noticia del 11/02/2009: **Diputación comienza a drenar el terreno la ladera desprendida en Soportújar.** Fuente: Diario Ideal de Granada (versión digital).

[...] **Soportújar** para examinar la zona afectada por el desprendimiento de la pasada semana de una ladera sobre la única vía de acceso al pueblo. [...] los desprendimientos de tierra y piedras sobre la vía son constantes. [...] el problema se produjo tras las intensas lluvias registradas la pasada semana. [...] los deslizamientos se producen en el núcleo de población.



Foto: deslizamiento de Soportújar, cedida por José David Romero Martín, vecino de Soportújar.

**Figura 16** Noticias relacionadas con el movimiento de Soportújar del 06/02/2009 (arriba); noticia del 06/03/2009 (abajo). Fuente: Diario Ideal de Granada.

El año hidrológico 2008-2009 fue un preludeo de lo que ocurriría después. Algo parecido al año 1996-1997, que marcó el máximo del registro pluviométrico existente, al que precedió un año no especialmente lluvioso pero si marcado por cierta actividad en lo que a movimientos de ladera se refiere. Tal es así que el invierno de 2009-2010 se reprodujeron numerosos eventos de inestabilidad (figura 17).

De nuevo las precipitaciones fueron el factor determinante de los movimientos, resultando afectada La Alpujarra en general, y en especial las localidades de Almegíjar, Bérchules, Bubión, Cádiar, Órgiva, Pampaneira, Soportújar y Torvizcón.

El año siguiente, 2010-2011 y también con la lluvia como protagonista, igualmente fue relativamente activo (**figura 17**), si bien responde más a reactivaciones de los movimientos generados en el invierno anterior y que no habían sido adecuadamente estabilizados. Por tanto los problemas no solventados se reproducen en un año húmedo. Las zonas afectadas fueron prácticamente las mismas que en el año anterior, esto es Almegíjar, Bérchules, Busquistar, Cádiar, Cástaras, Lobras, Órgiva Pitres, Pórtugos, Torvizcón y Trevélez.

Noticia del 12/01/2010: **Los aludes en el Barranco del Poqueira tienen los días contados**. Fuente: Diario Ideal de Granada (versión digital).

La Junta construirá siete diques para evitar los desprendimientos y estabilizar los taludes en la carretera entre Torvizcón y Cádiar.

[...] realizar obras de emergencia en la carretera A-348, tramo **Torvizcón-Cádiar**. Los trabajos se centran en estabilizar los taludes que se han originado a raíz del último temporal de lluvias. [...] se arreglarán las carreteras de **Cádiar-Albuñol, Laroles, Torvizcón, Almegíjar y Valor, Órgiva, Bérchules y Albondón**.

Noticia del 31/01/2010: **Pampaneira pide ayuda a la administración para poner fin a los desprendimientos**. Fuente: Diario Ideal de Granada (versión digital).

[...] se producen casi a diario en el Barranco de Poqueira por las lluvias. [...] lleguen acabar con los deslizamientos que se producen en el paraje de El Pontillón, cercano a la Central Hidroeléctrica de Pampaneira. En este paraje existe una “gran lengua” profunda de launa y cuando llueve con fuerza se “traga” parte de la carretera y la ladera. “En este lugar, la mitad de la vía ha desaparecido con el último temporal”. “[...] puede que ocurra lo que sucedió hace casi tres lustros, cuando un enorme desprendimiento fue el causante de que la vía de la Alpujarra alta estuviese inutilizable y cortada varias semanas”.

Noticia del 14/11/2010: **Lanjarón abre un sendero turístico a la fortaleza árabe**. Fuente: Diario Ideal de Granada (versión digital).

“Este sitio tiene una historia peculiar, porque en este lugar se construyeron ocho diques (1929-1934) para frenar los deslizamientos que sufría el terreno y para que no se desplazara el Balneario. Las obras de ingeniería a cargo de la séptima división hidrológica-forestal, con sede en Málaga, dieron buenos resultados. La erosión, los problemas y los deslizamientos dejaron de existir en esta zona cuando finalizaron las obras”.

Noticia del 10/01/2011: **Los desprendimientos obligan a extremar la precaución en la Alpujarra**. Fuente: Diario Ideal de Granada (versión digital).

Medio centenar de desprendimientos de rocas y tierra [...]. Las carreteras de la Alpujarra afectadas por el temporal de lluvias a finales de 2009 y principios de 2010 esperan arreglos desde hace más de un año. Existen deslizamientos, grietas, socavones o rotura de mallas protectoras en las carreteras de **Almegíjar, Órgiva-Trevélez-Bérchules**, entre otras.

Noticia del 11/01/2011: **La Alpujarra se resquebraja**. Fuente: Diario Ideal de Granada (versión digital).

Desprendimientos, grietas, deslizamientos o socavones hacen peligroso el tránsito por la mayoría de carreteras de la comarca.

Todas las carreteras de la Alpujarra sufren daños por el temporal de lluvias del invierno. La carretera más afectada es de **Órgiva a Ugíjar** pasando por **Torvizcón** y atravesando **Almegíjar, Cástaras, Lobras, Cádiar y Yátor**. [...] Cuando empezó a llover comenzaron los desprendimientos de rocas y tierra, los deslizamientos, la rotura de mallas protectoras, las grietas, los socavones y los cortes de circulación. En la actualidad se pueden contabilizar más de medio centenar de desprendimientos.

Noticia del 19/01/2011: **71 desprendimientos y deslizamientos en 12 kilómetros de carretera en Torvizcón, Cádiar y Órgiva**.

Fuente: Diario Ideal de Granada (versión digital).

La carretera de Torvizcón a Cádiar está colapsada por los efectos del temporal.

En el tramo de carretera comprendido entre **Torvizcón-Cádiar** existen **71 deslizamientos de tierra y rocas**, 5 provocados hace un año por un temporal y 66 por el último temporal de lluvias.

**Figura 17** Noticias relacionadas con movimientos de ladera en el invierno de 2009-2010 (izquierda) y 2010-2011 (derecha). Fuente: Diario Ideal de Granada.

Por último y por lo que respecta a la documentación mediante entrevistas tanto en instituciones (ayuntamientos, iglesias, centros cívicos, etc.) como con los propios habitantes de los núcleos de población ubicados en la zona de estudio o inmediaciones, muy poca ha sido la información extraída. La zona de estudio es inequívocamente una zona inestable, y a ningún vecino se le escapa tal detalle. Son muchos los entrevistados que hablan de que el “terreno anda”, pero cuando se indaga en el detalle inquietan en contradicciones o no son capaces de situar lugares o fechas concretas, a veces aportan datos que con posterioridad se presentan erróneos. Como ejemplo, se tienen testimonios de que una gran zona movilizada como son las laderas del río Seco (Órgiva), hacia los 60 no lo estaba, si bien se puede constatar en la ortofoto del “vuelo americano” que ya en 1956 los deslizamientos estaban presentes. Tras muchas entrevistas y excursiones con nativos de la zona, el único dato fiable es que el movimiento de Almegíjar, se produjo a principios de los años 90, y que durante el invierno de 1996-1997 toda la ladera se movilizó en mayor o menor medida.

Las visitas a las instituciones públicas, donde en principio cabría esperar más información, no han sido mucho más fructíferas. Están más familiarizadas con historiadores o naturalistas; no pudieron aportar datos específicos sobre movimientos de ladera al margen de testimonios de “viva voz”. Únicamente, en la iglesia de Cástaras se encontró un documento que aludía a un desprendimiento que obligó a reconstruir el pueblo en el siglo XVII. El núcleo urbano de Cástaras se encuentra ubicado sobre un movimiento diacrónico complejo, inactivo-dormido y con un grado de diacronía como mínimo de IX. En cabecera presenta un gran escarpe de más de 10 m que es área fuente de desprendimientos que causaron en el siglo XVII la destrucción de gran parte del pueblo y la iglesia, siendo reconstruido ladera abajo.

### 3.1.2 Técnicas de Detección Remota

De la revisión bibliográfica científica y específica, se destacan tres trabajos especialmente interesantes sobre técnicas de detección remota, por lo novedoso de estas técnicas así como por su aplicación práctica en la zona de estudio. Este subapartado expone los resultados de los trabajos de [Fernández et al. \(2009\)](#) sobre interferometría diferencial radar (DInSAR), [Fernández et al. \(2011\)](#) sobre fotogrametría y LIDAR; y [Palenzuela et al. \(2011\)](#) sobre láser escáner terrestre (TLS); y describe los fundamentos y metodología de dichas técnicas según los mencionados trabajos.

#### 3.1.2.1 Interferometría Radar Diferencial (DInSAR)

La interferometría diferencial (DInSAR) utilizando imágenes radar de apertura sintética (SAR) es una técnica de gran desarrollo y relativamente reciente, especialmente en la aplicación al estudio de movimientos de ladera. Genera una imagen (interferograma) a partir de dos imágenes SAR de una misma zona. La técnica tiene gran precisión y, combinada con datos como pueden ser geológicos, morfológicos, sismológicos, etc., se muestra muy eficaz en la cuantificación de deformaciones superficiales en el terreno. Aplicada al estudio de movimientos de ladera, aporta la información para determinar la actividad de dichos movimientos. El primer estudio para la detección de movimientos del terreno apareció con la publicación de [Gabriel et al. \(1989\)](#). Si bien, en la última década esta técnica ha experimentado un notable avance. De tal forma que, en los últimos 15 años, el desarrollo de la técnica DInSAR ha estado íntimamente relacionada con su aplicación en los procesos de deformación del terreno ([Fruneau et al. 1996](#); [Fernández et al. 2009](#); [Tomás et al. 2010](#); [Sousa et al. 2010](#); [Delgado et al. 2011](#)). En este sentido [Fernández \(2009\)](#) ofrece un análisis pormenorizado de 51 trabajos de interferometría radar aplicada a movimientos de ladera desde el año 1996 al año 2009. El [Anexo 3](#), que básicamente consiste en una ampliación del presente subapartado, amplía la información sobre esta técnica basándose en el trabajo y resultados de [Fernández et al. \(2009\)](#) de interés para la estimación de la peligrosidad en la zona estudiada.

### Introducción

Las técnicas de teledetección, tradicionalmente se han caracterizado por aprovechar la radiación electromagnética solar (natural) como fuente generadora o emisor de ondas, para el posterior tratamiento y generación de imágenes. Cada sensor o receptor utilizado, en cada caso, trabaja en banda concreta. Es decir, aprovecha una determinada longitud de onda, de todo el espectro electromagnético, que un objeto cualesquiera emite, como respuesta a la radiación recibida, para generar una imagen ([Chuvieco y Huete 2010](#)). Representa un avance, cuando se puede controlar la fuente generadora de ondas según el objetivo. Así, surgen un tipo particular de técnicas de teledetección cuando el emisor de ondas es artificial, con lo que se puede controlar la emisión de ondas en una determinada frecuencia, éste es el caso por ejemplo de las imágenes RADAR (Radio Detection And Ranging) ([Richards et al. 2010](#)).

La generación de imágenes mediante técnica de RADAR trabaja en la zona del espectro electromagnético correspondiente a las microondas, comprendida entre 1,0 y  $10^{-3}$  cm aproximadamente. Por tanto, las imágenes RADAR tienen una serie de ventajas como pueden ser la capacidad de atravesar las nubes y la lluvia, así como la de tomar registro en la oscuridad. Existen varias técnicas de generación de imágenes mediante RADAR.

El método tradicional se conoce como Sistema Radar Real o **RAR**; por otro lado también existe el conocido Sistema Radar de Apertura Sintética o **SAR**, utilizado por los satélites europeos ERS-1 y ERS-2. El SAR, inversamente al RAR, logra una resolución mayor cuanto menor es la longitud de la antena, lo que supone una mejora técnica sensible respecto a este último.

### Sistema Radar de Apertura Sintética

El Sistema Radar de Apertura Sintética o SAR, se basa fundamentalmente en el efecto Doppler (cuando la fuente emisora de ondas y el observador están en movimiento relativo, el ancho de banda se acorta hacia donde se mueve el emisor y se alarga hacia donde se aleja) y, como se ha mencionado con anterioridad, es utilizado por los satélites europeos ERS-1 y ERS-2. El SAR tiene múltiples aplicaciones entre las que destacan la obtención de modelos digitales del terreno por interferometría y la cuantificación de deformaciones del terreno.

Este tipo de imágenes (como cualquier otra análoga) necesita, antes de su generación definitiva, un preprocesado que corresponde fundamentalmente a la eliminación del ruido (Speckle), y un posterior procesado de la imagen mediante un protocolo previamente establecido (Richards et al. 2010).

### Interferometría diferencial mediante imágenes radar de apertura sintética

La interferometría se centra en el estudio y explotación de la información proporcionada por las imágenes de fase de las imágenes complejas SAR (Hanssen 2001). Tanto la técnica de de interferometría SAR (InSAR), como la interferometría diferencial (DInSAR), se basan en la explotación contenida en uno o más interferogramas (Klees y Massonnet 1999). La interferometría es utilizada para la cuantificación de deformaciones ocurridas en la superficie terrestre (tabla 1), mediante la obtención de la altura del suelo a partir de dos imágenes SAR, obtenidas desde puntos próximos con cierto intervalo temporal de separación.

El avance y desarrollo de esta técnica, como tantas otras análogas, va unida a la capacidad de adquisición de ordenadores personales y a la disponibilidad de imágenes de RADAR de casi cualquier zona del planeta, procedentes de los satélites europeos ERS-1, ERS-2 y ENVISAT, y el japonés J-ERS-1. Se trata de un método de gran precisión, cuya potencia radica en que trabaja con la información de fase de la onda emitida por el satélite, y por tanto la precisión está únicamente limitada por la longitud de onda de la radiación emitida. En el caso de los satélites europeos ERS la longitud de onda emitida es de 56 mm, por lo que pueden llegar a identificarse desplazamientos próximos a la mitad de un ciclo, es decir 28 mm. Todo esto ha propiciado la realización de numerosos estudios en los que se identifican y cuantifican importantes deformaciones superficiales (Massonnet y Feigl 1998).

Deformaciones Superficiales	
Proceso	Tipología
Interno	Tectónica
	Subsidencia
	Abombamiento
Externo	Glaciares
	Deslizamientos
	Mareas

**Tabla 1** Principales tipos de deformaciones superficiales del terreno

Existe un límite interferométrico que viene dado por la expresión:

$$2L (\sin \varphi_1 - \sin \varphi_2) < \lambda$$

L: Longitud del píxel perpendicular a la trayectoria (20 m para ERS)

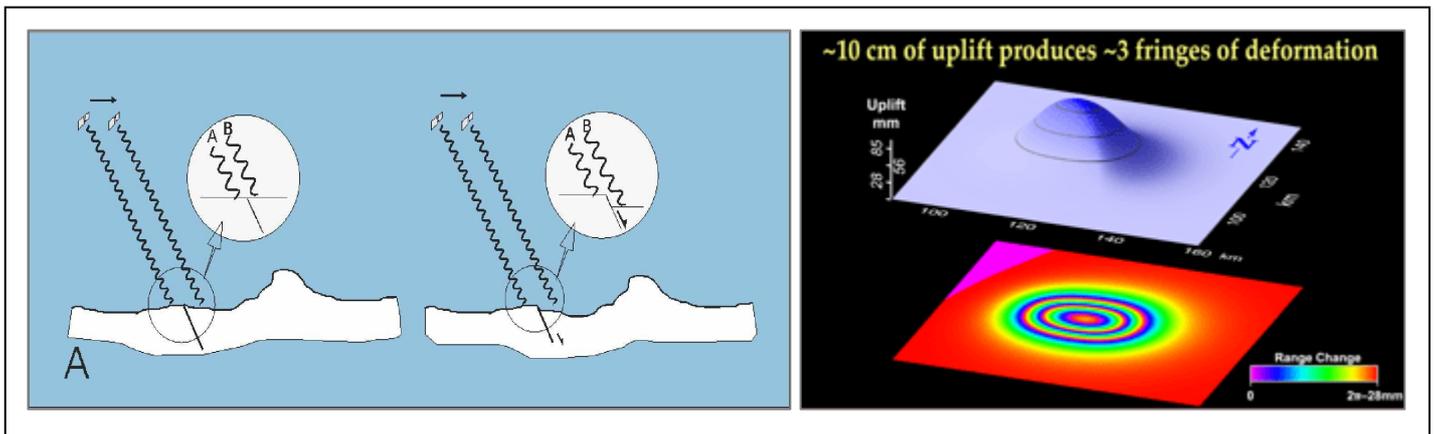
$\varphi_1$ ;  $\varphi_2$ : Ángulos de incidencia (desde la vertical local) en la primera y segunda imagen comparada.

$\lambda$ : Longitud de onda de la radiación emitida (56 mm para ERS)

Existen varios factores que influyen en que se alcance este límite, entre ellos destacan la separación de las trayectorias orbitales del satélite durante la adquisición de las dos imágenes comparadas, la pendiente local del terreno y el grado de desplazamiento del suelo. Los dos primeros pueden obviarse mediante una correcta selección de imágenes y mediante las correcciones de la topografía local. El tercero impone un límite intrínseco al método. No pueden observarse desplazamientos cuyo gradiente de un píxel a otro supere los 28 mm.

### Metodología General

La técnica de la interferometría diferencial aplicada al estudio de deformaciones ocurridas en la superficie terrestre, consiste fundamentalmente en la comparación de la información de fase de dos imágenes SAR de una misma superficie, tomadas antes y después respectivamente del evento en cuestión sobre la zona afectada (**figura 18 izquierda**). La diferencia resultante de fases origina un nuevo tipo de imagen llamada **interferograma**, (**figura 18 derecha**) y que se define como la diferencia de fase entre las dos imágenes. La idea fundamental es la estimación del número de ciclos completos de longitud de onda para, a partir de ella y el interferograma, poder determinar la elevación del terreno. Es un proceso complejo, y existen varios algoritmos con estimaciones que pretenden obtener la máxima precisión y bondad del método (fase de *Unwrapping*).



**Figura 18** Reflejo en franjas de interferograma que tendría un levantamiento como el mostrado (izquierda). Esquema mostrando como la diferencia de fase de la onda emitida y recibida por el satélite indica la cantidad de movimiento en la dirección suelo-satélite, producido en este caso por un movimiento cosísmico (tomada de: <http://www.stanford.edu/group/radar/group.html>; grupo de interferometría radar de la universidad de Standford, Prof. Howard Zebker)

Por tanto, mediante esta técnica se puede apreciar deformaciones o variaciones de altura en la dirección suelo-satélite. Cualquier deformación en la horizontal, como puede ser el caso de una falla de componente exclusivamente en dirección, pasará desapercibida. En los casos en los que exista deformación, el interferograma registra un modelo de interferencia compuesto de franjas (*fringes*) que contienen toda la información sobre la

geometría relativa entre las dos imágenes (Gens y Van Genderen 1996). Cada franja, que corresponde con un ciclo de fase, equivale a un cambio de distancia suelo-satélite de 28 mm. Se trata de una deformación escalar y no vectorial como la obtenida con sistemas GPS.

La elaboración de los interferogramas puede llevarse a cabo mediante varios tipos de tratamiento, que siempre requieren la existencia de un modelo digital de elevación de terreno (independiente o no de las imágenes SAR), ya que éste se puede generar al tener dos imágenes de la misma superficie. El MDT debe permitir realizar las correcciones topográficas necesarias y de cuya calidad, depende la resolución del interferograma, que puede ser de 100 m o inferior. Además de la **resolución**, que depende fundamentalmente del tamaño del píxel (varias decenas de metros), la otra medida de la validez del interferograma es su **precisión**, que depende de la longitud de onda de la radiación electromagnética emitida por el RADAR, como se ha mencionado con anterioridad. En la precisión también influyen los errores procedentes de los efectos de la topografía y de las anomalías meteorológicas, especialmente los contrastes de humedad en la troposfera y los contrastes de densidad ionosférica, que pueden desvirtuar los tiempos de trayecto de la radiación emitida. La resolución y la precisión le otorgan un gran valor a esta técnica, aunque también contribuyen a sus limitaciones, ya que los errores son a veces difíciles de definir y por tanto de corregir. Otro parámetro importante en la interferometría diferencial es la **coherencia** entre las imágenes comparadas (es un producto derivado del interferograma). Ésta depende sobre todo de los cambios del suelo entre una y otra y, sobre todo, de los cambios de vegetación y humedad. Por ello las zonas más aptas para estos estudios son las zonas áridas con poca vegetación.

### **Aplicación de la interferometría radar DInSAR a la zona de estudio**

El presente subapartado resume y expone los datos del trabajo de Fernández et al. (2011) que presenta resultados DInSAR en el área metropolitana de Granada, y en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Para el presente estudio se han tomado los resultados del único movimiento de los analizados que se encuentra dentro de la zona de estudio: el movimiento denominado Tablones, situado en la Sierra de Jubiley. La investigación está basada en un conjunto de imágenes ERS-1 y ERS-2 descendentes, que comprenden el periodo desde diciembre de 1993 a Enero de 2000. La cadena de procesado se ha aplicado a las pila de imágenes ascendentes y descendentes por separado.

### ***Metodología específica desarrollada y datos***

#### *Datos SAR*

La investigación está basada en un conjunto de imágenes ERS-1 y ERS-2 descendentes. Cada imagen cubre 100x100 km comprendiendo el periodo desde diciembre de 1993 a enero de 2000. Para cada trayectoria se usaron un conjunto de interferogramas que se seleccionaron atendiendo a los criterios de base perpendicular e intervalo temporal. Se parte de 25 imágenes, para usar una pila de 72 interferogramas.

## Metodología

La metodología seguida por [Fernández et al. \(2009\)](#) para el procesado DInSAR incluye 2 fases principales: una general y una específica. La primera hace referencia a las elaboraciones básicas realizadas a partir de las imágenes *Single Look Complex* (SLC) hasta el cálculo de los interferogramas diferenciales con la fase enrollada. La segunda comprende las elaboraciones específicas DInSAR, desde la selección de los interferogramas, hasta la interpretación de los resultados obtenidos y finalmente su integración en una aplicación SIG ([figura 19](#)).

La fase general incluye todas las elaboraciones básicas para cualquier tipo de aplicación del análisis DInSAR, y por lo tanto es una fase común a otras metodologías. Se selecciona una imagen de referencia para tener todas las imágenes con la misma geometría. Este proceso se denomina **corregistración** y la imagen usada de referencia *Supermaster* ([Hanssen 2001](#)). Normalmente se suele seleccionar como *Supermaster* la imagen más antigua.

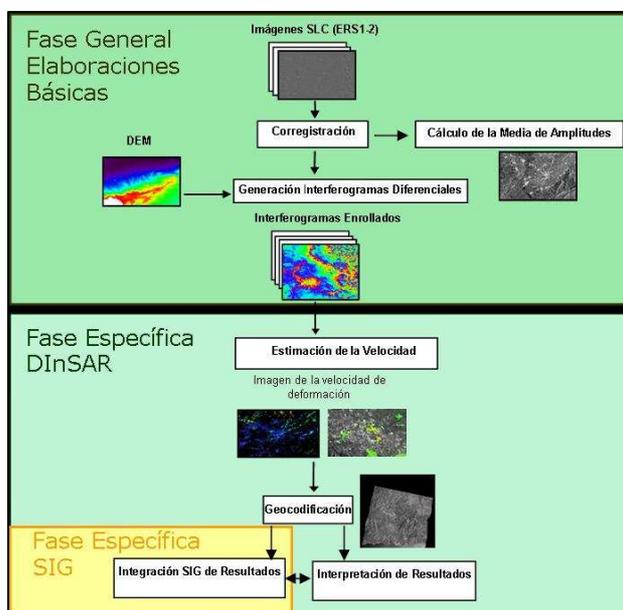


Figura 19 Metodología específica desarrollada y datos ([Fernández 2009](#))

Una vez que las imágenes están corregistradas, se calcula la imagen media de amplitud. Con las imágenes corregistradas y un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) se calculan los interferogramas en dos pasos. (1) Elaboración de un interferograma complejo a partir de dos imágenes corregistradas (*master* y *slave*). Y (2) simulación de un interferograma complejo a partir del MDE. Finalmente se resta el interferograma simulado a los interferogramas complejos obteniéndose los interferogramas diferenciales enrollados.

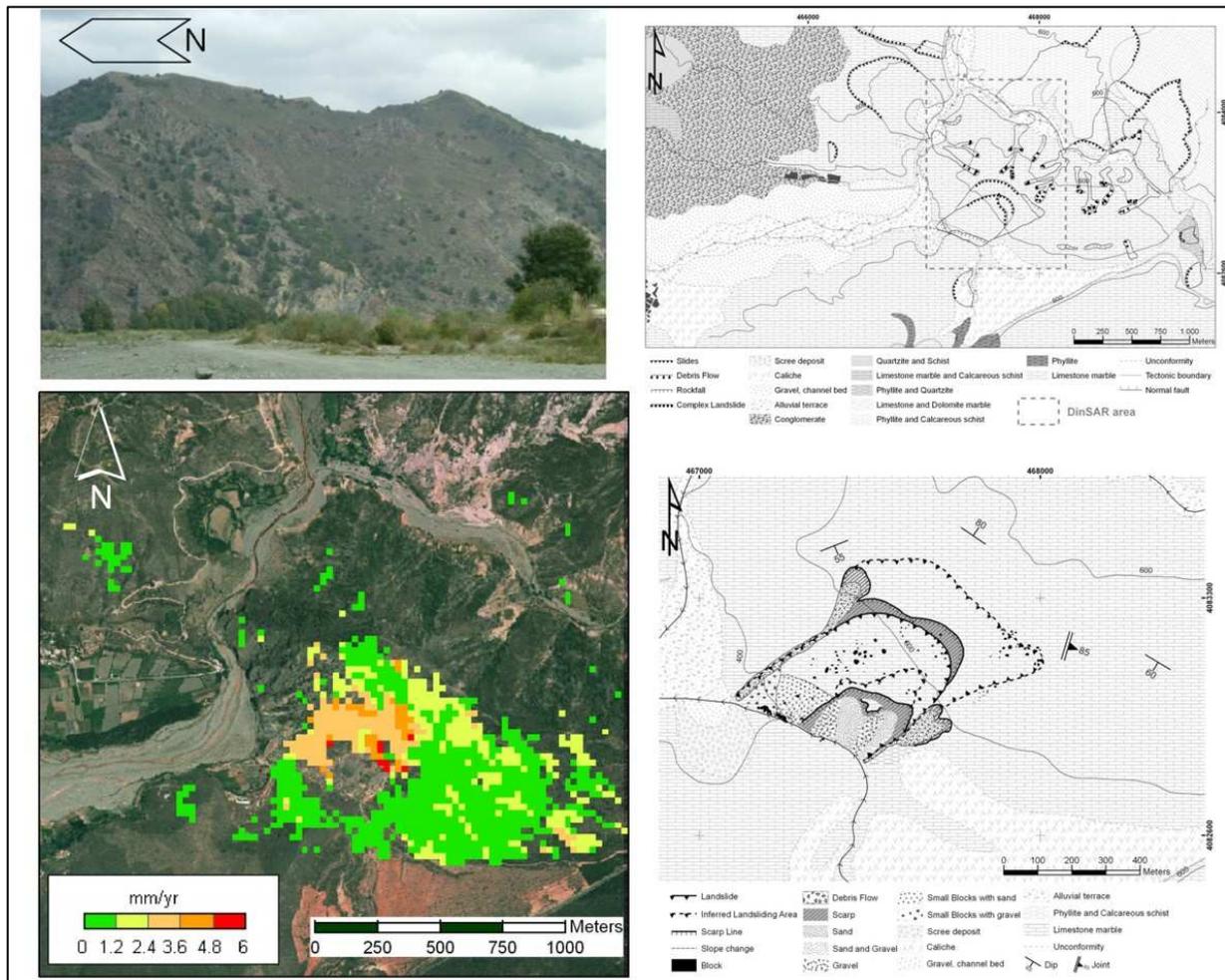
En la fase específica se selecciona un conjunto de interferogramas diferenciales para el cálculo de la imagen de velocidad de deformación, expresada mm/año para el intervalo temporal considerado. Se basa en el uso de una pila de interferogramas que se procesan semi-automáticamente de forma conjunta. En este proceso se obtiene una estimación numérica de la velocidad de deformación de la zona de estudio durante el periodo analizado en la dirección de observación del sensor generador de las imágenes, denominada *line of sight* (LOS) en mm/año.

La imagen de velocidad de deformación se puede superponer a la de la media de amplitud, obteniéndose así una imagen general en la que es posible realizar de forma rápida una localización aproximada de la zona o zonas de movimiento. Mediante la geocodificación de la imagen de velocidad de deformación y su superposición a mapas u ortofotos, se obtiene la localización precisa de las zonas de movimiento con su correspondiente velocidad. Finalmente se realiza una interpretación de los resultados obtenidos considerando todos los datos relacionados y su integración en un SIG.

### Resultados

El trabajo de [Fernández et al. \(2009\)](#), además de en Granada y su zona metropolitana, presenta resultados en el Barranco de Mezquerina (Lanjarón), Albuñuelas y la Serreta de Tablones ([figura 20](#)), movimiento, este último, que está localizado dentro de la zona de estudio, y cuyos resultados se exponen a continuación.

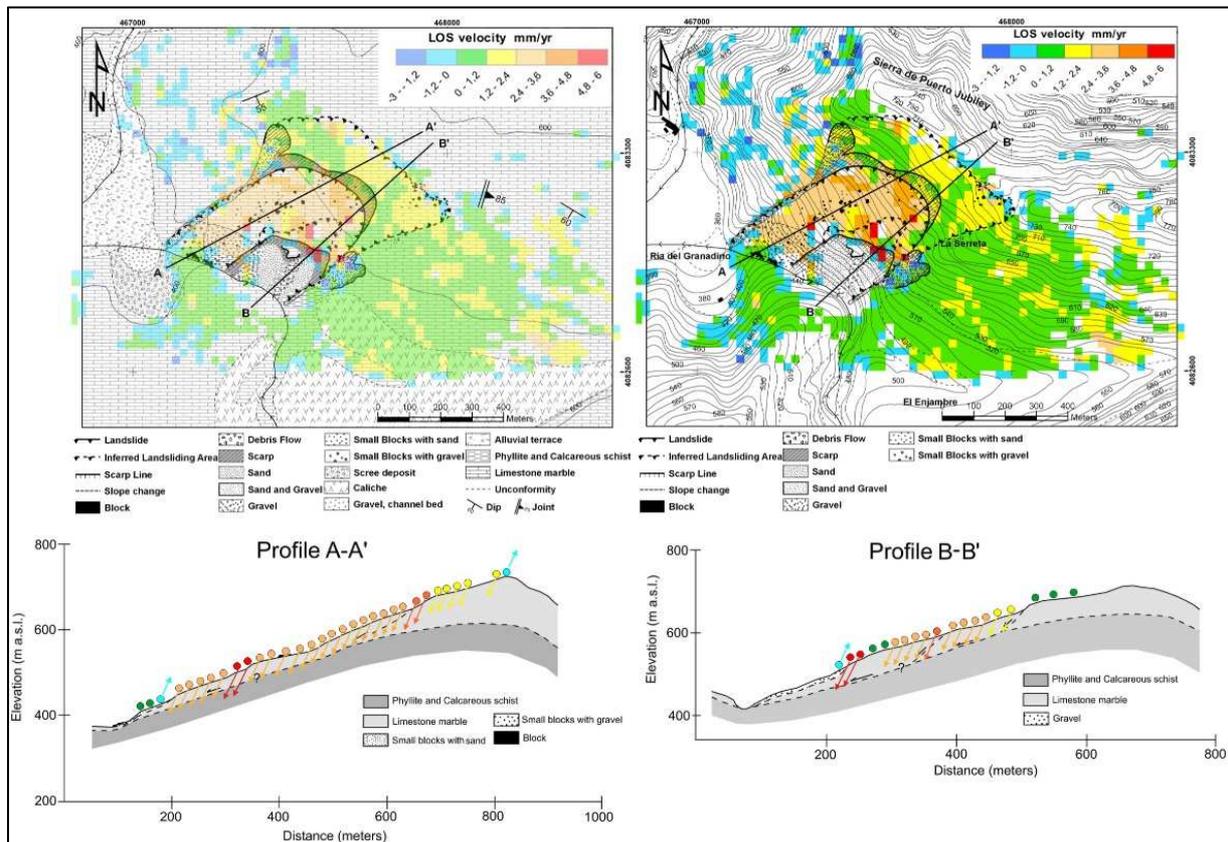
Los valores obtenidos mediante DInSAR evidencian una actividad con valores máximos de **6 mm/año**. Su actividad afecta a la práctica totalidad del movimiento, con un movimiento medio en todo el periodo de estudio de casi 4 cm ([figuras 20 y 21](#)). Los valores estimados hacen referencia a los valores estimados en la LOS, próxima a la verticalidad, tomando los valores positivos como valores de subsidencia.



**Figura 20** Movimiento de ladera de Tablones. Aspecto, geomorfología y resultados con DInSAR del movimiento ([Fernández et al. 2009](#)).

## Conclusiones

El estudio de [Fernández et al. \(2009\)](#) con la técnica DInSAR ha permitido una estimación cuantitativa del movimiento de ladera de Tablones, cuya actividad era desconocida. Este tipo de movimientos activos muy lentos son difíciles de detectar por otras técnicas. Los valores obtenidos mediante DInSAR indican un desplazamiento con valores máximos de 6 mm/año. Sin embargo, este desplazamiento es un valor promedio del desplazamiento total (casi o sólo 4 cm) para el número de años que comprende el análisis. No hay certeza de que este desplazamiento se haya podido producir de forma súbita (y no como un movimiento lento y constante), máxime considerando que el periodo analizado comprende el año hidrológico 1996-1997, especialmente activo en cuanto a la generación de movimientos de ladera se refiere en el área estudiada ([Irigaray et al. 2000](#)). Esta incertidumbre se podría resolver mediante un análisis para un periodo de tiempo menor, si bien, para el periodo que se seleccionara, haría falta un número de imágenes mínimo como el que se ha analizado para estos 6 años (25). En cualquier caso, como para trabajos regionales, lo realmente importante es si el movimiento se ha desplazado, y cuándo, se puede considerar, sin margen de error, que el movimiento se desplazó entre 1994 y 2000.



**Figura 21** Resultados con DInSAR del movimiento de Tablones y perfiles de detalle con indicación de movimiento ([Fernández et al. 2009](#)).

### 3.1.2.1 Fotogrametría aérea y LIDAR

El objetivo de la aplicación de técnicas de fotogrametría digital a los análisis y estudios de movimientos de ladera, es mejorar la calidad de los datos y cartografías; tanto a nivel de inventario (espacial y temporal) como de factores determinantes y desencadenantes. Y, en consecuencia, de los modelos de susceptibilidad, peligrosidad y riesgo que se obtienen a partir de ellos. La aplicación del LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) se centra en a la obtención de modelos digitales del terreno de gran precisión, que prestan apoyo a la elaboración del inventario de movimientos, a su utilización como factor determinante y, en última instancia, permite obtener datos sobre la actividad y grado de diacronía de los movimientos de ladera, mediante el contraste entre modelos digitales del terreno correspondientes a vuelos seriados en el tiempo (diferentes vuelos temporales sobre la misma zona). El presente subapartado resume y expone los datos del trabajo de [Fernández et al. \(2011\)](#) sobre fotogrametría aérea y LIDAR. El [Anexo 4](#), que fundamentalmente corresponde a una ampliación del presente subapartado, amplía la información sobre esta técnica basándose en el trabajo y resultados de [Fernández et al. \(2011\)](#) de interés para la estimación de la peligrosidad en la zona de estudio.

#### Fotogrametría aérea

La fotogrametría se utiliza para la elaboración de cartografía general o topográfica, en escalas medias e incluso grandes, con metodologías que permiten el levantamiento 3D de grandes extensiones de terreno con una precisión elevada. La introducción de la fotogrametría digital y más recientemente del LIDAR aerotransportado o terrestre, han supuesto una relativa simplificación de los procesos y, en consecuencia, han acercado las técnicas a operadores no tan específicos. Esto, unido a una mayor demanda de datos temáticos de alta precisión y 3D, promueve el empleo de estas técnicas en estudios de diversa índole como, en este caso, de los movimientos de ladera y sus riesgos asociados.

Las ventajas de la aplicación de las técnicas de fotogrametría digital en los inventarios de movimientos de ladera, es la elevada precisión que ofrece debido a la visión estereoscópica (con posibilidad de efectuar zoom y desplazamientos). Esto permite una correcta identificación de los detalles topográficos, la digitalización directa de los polígonos y la correcta georreferenciación de las líneas resultantes. Como ventaja adicional, las líneas de contorno resultantes tienen información tridimensional, lo que permite análisis más detallados de los elementos de los movimientos de ladera. Como inconvenientes, se encuentran el procesado previo (orientación del bloque) y la propia restitución, procesos ambos que requieren un equipamiento adecuado y un operador experimentado.

Estas ventajas frente a otras, como la fotointerpretación tradicional o la digitalización sobre ortofotografías, quedan patentes en el movimiento de **ALMEGÍJAR** (a partir del vuelo de la Junta de Andalucía de 1992) donde se puede comprobar lo siguiente:

- El método que mejores ajustes presenta respecto al MDT (Modelo Digital del Terreno) es el de la restitución digital, especialmente cuando el modelo es obtenido directamente a partir del par estereoscópico analizado.
- La digitalización sobre ortofotografía es una buena alternativa, mejor si se utiliza una ortofotografía y un MDT generados a partir de correlación fotogramétrica.
- La digitalización sobre el mapa resulta más dificultosa, introduce errores de interpretación del relieve e identificación de rasgos de los movimientos, a partir de las curvas de nivel.

- La digitalización sobre fotogramas, y posterior corrección geométrica mediante puntos de control se desaconseja. Produce grandes errores debido al desplazamiento de relieve, que no puede corregir una corrección mediante puntos de control que no tenga en cuenta el relieve.

La restitución digital supone una mejora en cuanto a la exactitud geométrica respecto a otros métodos de adquisición de datos. Es recomendable su uso en aquellos estudios en los que se busque medir o cuantificar desplazamientos. **Únicamente la digitalización sobre ortofotografía se aproxima en exactitud, especialmente cuando se utilizan ortofotografías generadas a partir del par estereoscópico.** En este trabajo el inventario se ha realizado fundamentalmente sobre ortofotografía, que como se acaba de mencionar es la aproximación más exacta, sólo superada por la fotogrametría, si bien esta última presenta un gran inconveniente en su aplicación a áreas tan extensas como la zona de estudio.

En los factores (geología, vegetación, etc.) sucede lo mismo. Tanto la visión estereoscópica, como la simplificación del proceso de digitalización mediante restitución digital, contribuyen a la obtención de cartografías 2D (aunque los datos son 3D) más precisas, que las obtenidas mediante métodos clásicos de fotointerpretación a través de estereoscopio sobre fotografías aéreas o sobre cartografías previas (en ocasiones de escala y calidad inadecuada). Particularmente importante es el caso del modelo digital de elevaciones (MDE), del que derivan MDT como pendientes, exposición, curvatura, etc. Todos ellos son, en mayor o menor medida, factores determinantes de los movimientos de ladera, que igualmente se obtienen por técnicas fotogramétricas a partir de pares estereoscópicos, o directamente desde datos capturados por LIDAR aerotransportados en los propios vuelos fotogramétricos. Los MDE contienen información de la cota o altitud de la superficie del terreno (datos 3D) en una nube de puntos más o menos densa en el momento de la captura.

La fotogrametría ofrece la posibilidad de realizar estudios multitemporales mediante la utilización de distintos vuelos fotogramétricos seriados en el tiempo, y además con carácter retroactivo si se utilizan vuelos históricos. En el caso español, se cuenta con el denominado vuelo americano (Urteaga y Nadal 2001) de mediados de los años 50 (1956-57) que cubre prácticamente todo el territorio nacional. Esta fecha (1956), marca el umbral inferior para la aplicación de esta técnica, al igual que la digitalización de las diferentes ortofotografías temporales. A partir de ahí, hay vuelos más o menos dispersos realizados por distintos organismos en los años 60 y 70. En la década de los 80 ya se dispone de series nacionales (ICONA, IGN, etc.) más o menos continuas, hecho que en los últimos años ha ido en aumento en cuando a cobertura y resolución espacial, temporal e incluso espectral (con la incorporación de sensores de infrarrojos).

La utilización de vuelos recientes de alta calidad asegura, en general, buenos resultados tanto en la obtención del MDE, ortofotografías, la propia restitución de elementos planimétricos, etc.; algo que no sucede a medida que los vuelos son más antiguos. En primer lugar, el formato de los datos de vuelos históricos (años 90 hacia atrás e incluso en otros países los vuelos actuales) es analógico, lo que hace necesario una digitalización que termina por introducir ciertas distorsiones en cuanto a la radiometría y la geometría de la imagen. El problema fundamental es la falta de información como el no disponer de marcas de confianza o la carencia de datos de la cámara empleada. A todo ello se añade, además, la dificultad de seleccionar puntos de control adecuados, habida cuenta los importantes cambios en el paisaje sucedidos en los últimos 50 años. En este sentido el empleo del método de autocalibración con parámetros adicionales

(Kraus 1992) de acuerdo con el modelo de 12 parámetros de Ebner (Leica Geosystem 2003) permite alcanzar precisiones muy elevadas (del orden de +2 m y +3 m en planimetría y altimetría, respectivamente); la no utilización de parámetros adicionales o el empleo de un modelo de parámetros adicionales inadecuado eleva considerablemente los errores (+7 m y +18 m en planimetría y altimetría, respectivamente) (Cardenal et al. 2006).

A pesar de todas estas limitaciones, la utilización de los vuelos históricos es de un gran valor en estudios multitemporales, que en algunos casos permiten estimar la peligrosidad. Sobre todo, si el dato que se persigue y si ha habido movimiento o no, más que una cuantificación centimétrica de ese posible movimiento. En este sentido, el vuelo americano constituye una valiosa fuente de información para estudios de fotointerpretación y de evolución de usos del terreno, aunque a priori las características del mismo (escala 1:33,000, baja calidad de las fotografías y falta de algunos datos) dificulten su uso.

### **LIDAR aerotransportado**

La técnica LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging, en castellano: Clasificación y Detección de Imágenes Láser) mide distancias desde un emisor láser (aerotransportado o terrestre) a un punto de una superficie, a partir de las diferencias de tiempo entre la emisión y la recepción de la señal reflejada. Las distancias se miden registrando con GPS los datos de posición del punto (X, Y, Z), con lo que se obtienen archivos de puntos a intervalos variables, que según la finalidad del estudio pueden ser muy resolutivos (1x1 m o menor). Pueden ofrecer datos del terreno y de la cubierta arbustiva. A diferencia de los vuelos con cámaras fotogramétricas convencionales, donde no pueden obtener imágenes en condiciones lluviosas, nubladas o brumosas, los sensores láser no tienen tales restricciones y las imágenes LIDAR se pueden obtener en vuelos nocturnos o en las peores condiciones atmosféricas.

La principal aplicación es la elaboración de un MDT que puede ofrecer una resolución métrica o decamétrica, con una precisión decimétrica en Z. La obtención del MDT es prácticamente directa a partir de los datos suministrados por las empresas encargadas de realizar la captura de datos. Generalmente la única operación a realizar es la orientación relativa de las pasadas del vuelo, o la georreferenciación a un sistema de referencia determinado, distinto del de los datos suministrados. Sin embargo, **presentan a día de hoy dos limitaciones**: la primera es la captura de datos no pertenecientes a al terreno como la vegetación, edificaciones, cables de alta tensión, etc. (Modelo Digital de Superficies, MDS); la segunda es la limitada información radiométrica que ofrecen. Con respecto a la información de elementos no pertenecientes al terreno, el tratamiento que se emplea es el filtrado de los elementos no pertenecientes al terreno, para pasar del MDS al MDT; éste se realiza de forma manual mediante identificación y eliminación selectiva de los puntos pertenecientes a estos elementos. La segunda limitación cada vez lo es menos, ya que el láser proporciona datos de intensidad de los rayos reflejados, lo que se utiliza en la propia clasificación de la los puntos del LIDAR (por ejemplo, la respuesta es distinta entre los puntos del terreno, los de la vegetación, los de superficies construidas, etc.). Aún así, resulta conveniente la combinación de estos datos con sensores fotográficos digitales, que proporcionan una mejor información radiométrica en distintas bandas espectrales.

En los últimos años, los sensores LIDAR se instalan en combinación con cámaras digitales sobre plataformas aéreas. El objetivo futuro es combinar la información adquirida por ambos sensores: la procedente de LIDAR, que proporciona una elevada precisión geométrica, reduciendo al mismo tiempo las operaciones de procesado; y la procedente de la fotografía aérea, que proporciona una información temática (radiométrica y espectral) continua, además de una buena información métrica. La combinación de ambos tipos de sensores es una de las prioridades en fotogrametría, junto con la combinación de sensores terrestres y aerotransportados mediante la orientación relativa de nubes de puntos.

La obtención de un MDT preciso es muy importante en los estudios de movimientos de ladera, especialmente a la hora de analizar la susceptibilidad del terreno, pero también presenta un gran potencial en la medida de desplazamientos, si se dispone de datos multitemporales. El LIDAR utilizado en el trabajo de [Fernández et al. \(2011\)](#), integrado junto a la cámara digital en el vuelo fotogramétrico, presenta una resolución de 1 m y una precisión vertical decimétrica. Las operaciones a realizar con estas imágenes son:

- Orientación relativa de las pasadas LIDAR para elaborar un único bloque.
- Filtrado de los elementos, fundamentalmente la vegetación, que no pertenece al terreno. Para ello, en primer lugar, se han aplicado filtros automáticos sobre el MDS original y posteriormente, el MDT (o MDS) obtenido se ha editado y se ha corregido manualmente. Esta última operación se ha realizado una vez que se ha generado un primer modelo TIN, que se visualiza como curvas de nivel sobre el modelo estereoscópico, en el software fotogramétrico. Una vez editado, se graba el MDT definitivo.

A partir de ahí, ya se está en condiciones de interpretar morfológicamente los modelos, para identificar rasgos de los movimientos de ladera y, sobre todo, para compararlos con otros de épocas anteriores y así identificar y cuantificar cambios en la morfología y medir desplazamientos.

### **Aplicación de la Fotogrametría aérea y del LIDAR aerotransportado a la zona de estudio**

El trabajo de [Fernández et al. \(2011\)](#) presenta resultados muy interesantes para el caso de fotogrametría aérea y LIDAR aerotransportado en la zona de estudio, concretamente relativos al movimiento “Almegíjar”, que se exponen a continuación.

El análisis realizado en la zona de estudio, debido a las limitaciones existentes ya comentadas, se centra en el movimiento de **Almegíjar**. Se han realizado dos vuelos fotogramétricos digitales de 0,20 m de resolución, y LIDAR asociado correspondiente a 2007 y 2008 (zonas contiguas en la cuenca del Río Guadalfeo). Son vuelos combinados con una cámara digital, “Z/I DMC”, y un sensor LIDAR, “Leica ALS50-II”, equipado con sistemas GPS/IMU para orientación directa. Además se han utilizado dos vuelos históricos, el vuelo americano de escala 1:33,000 (1956), y un vuelo en B/N a escala 1:20,000 del Instituto Cartográfico de Andalucía (1992) ([tabla 2](#)).

<b>Año</b>	<b>Escala</b>	<b>GSD (m)</b>	<b>Observaciones</b>
1956	1:33,000	0.50	Contactos papel B/N
1992	1:20,000	0.30	Contactos papel B/N
2007/2008	1:10,000	0.20	Cámara Z/I DMC. Orientación directa MDS mediante LIDAR

**Tabla 2** Características de los vuelos utilizados

La metodología seguida por [Fernández et al. \(2011\)](#) comprende las siguientes fases:

**Digitalización de los vuelos analógicos:** Los vuelos que precisan digitalización son los dos más antiguos: el vuelo americano (1956) a escala 1:33,000, y el vuelo del Instituto Cartográfico de Andalucía (1992), a escala 1:20,000. La digitalización se lleva a cabo mediante el escáner fotogramétrico de precisión “Vexcel Ultrascan 5000”, habiéndose fijado un tamaño de píxel de 15 micras, que da lugar a una resolución GSD de 0.30 m en el vuelo de 1992, y aproximadamente 0.50 m en el vuelo americano. En este caso, la fiabilidad de los modelos estereoscópicos es menor, debido a la pérdida de los parámetros de calibración en las cámaras y otras informaciones sobre el vuelo fotogramétrico. Esta metodología ha sido contrastada en diversos trabajos ([Cardenal et al. 2005, 2006, 2008](#)). En los vuelos recientes (2007-2010) no es necesaria la digitalización, ya que se dispone de las imágenes digitales procedentes directamente del vuelo.

**Orientación de los vuelos:** Se realizan trabajos de depuración, control de calidad y orientación (interna y externa) de los vuelos de 2007 y 2008 de forma independiente, ya que cubren zonas contiguas. Este trabajo se realiza mediante los software: “Socet Set 5.2” y “Leica Photogrammetric Suite, LPS 9.1”. Los vuelos emplearon cámaras digitales que adquieren imágenes en cuatro bandas del espectro, las tres del visible (RGB) y en el infrarrojo próximo. Por ello, se preparan dos tipos de composiciones en color [color verdadero (Azul-Verde-Rojo) y falso color (Verde-Rojo-IRp)], para la restitución de detalle de los movimientos de ladera y sus elementos constitutivos (escarpes principales y secundarios, límites, grietas, etc.), presentes en cada par de fotogramas, o modelo estereoscópico. Se preparan mediante la visión estereoscópica que ofrece el programa. La orientación se lleva a cabo a partir de puntos de apoyo primarios extraídos del inventario de puntos de apoyo de la Junta de Andalucía, utilizando técnicas de aerotriangulación espacial y ajuste de bloques.

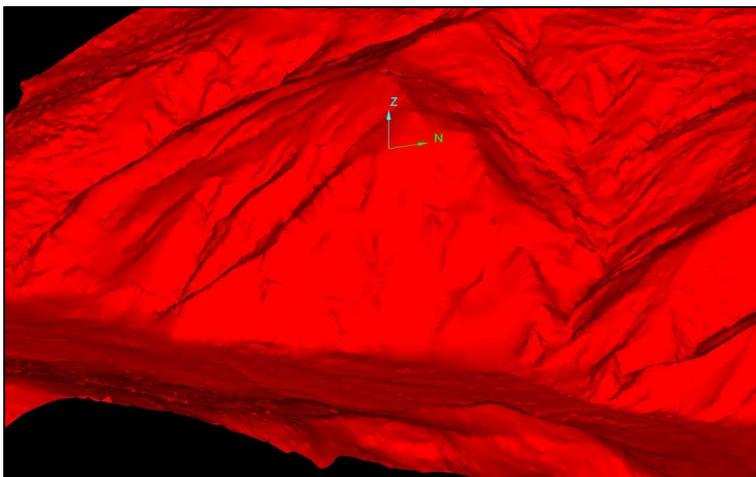
El resto de vuelos se orientan con puntos secundarios extraídos de la orientación del primer vuelo, de tal modo que todos los vuelos quedan orientados respecto al mismo sistema de referencia, y por tanto los modelos sean comparables. En el caso de vuelos históricos, y sobre todo aquellas zonas donde no existen urbanizaciones algunas, la localización de puntos estables en el tiempo y localizables en diferentes espacios temporales, es necesaria la utilización local de orientaciones mediante técnicas de correlación superficial (surface matching).

**Restitución digital de rasgos geomorfológicos en los vuelos:** Una vez preparado el vuelo, la restitución ha de ser llevada a cabo a través de las herramientas de edición de LPS que da lugar a elementos lineales o poligonales 3D. Estos elementos son fácilmente incorporables a SIG. Con ellos se construyen las bases de datos complejas, y serán la base del análisis y modelización de susceptibilidad a los movimientos de ladera. En este caso se ha realizado únicamente la restitución del movimiento de Almegíjar. Si bien la idea futura es realizar la restitución en vuelos recientes e históricos, aunque en el primer caso, la calidad de las imágenes (radiométrica y geométrica) asegura una mejor identificación y cartografía de los rasgos. El objetivo final es obtener inventarios a partir de cada uno de los vuelos, para utilizarlos en el estudio evolutivo de los movimientos de la región.

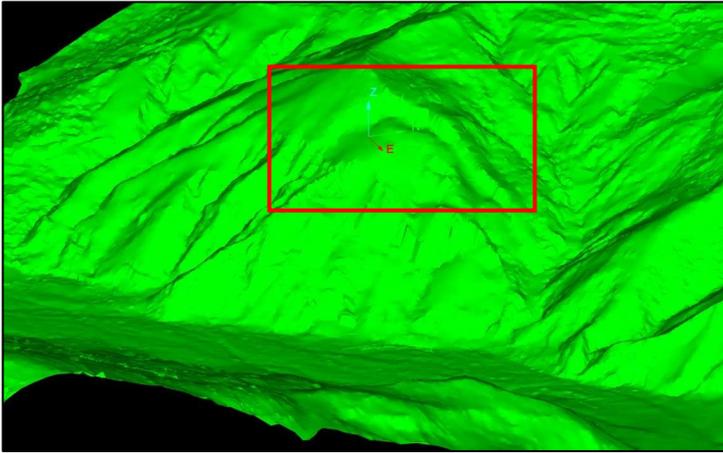
**Elaboración de modelos digitales del terreno y ortofotografías:** Una vez considerada como válida la orientación de los distintos vuelos, se genera el modelo digital del terreno en aquellas zonas donde los estudios de fotointerpretación han detectado áreas de posibles cambios. De acuerdo con las experiencias previas en estudios similares (Cardenal et al. 2006, 2008), se generó un primer MDT por correlación a partir del vuelo de referencia del año 2007/2008 (muy superior en calidad respecto a los anteriores) mediante el software utilizado. Este MDT se lanzó en modo TIN con un espaciado de 10 veces la resolución del vuelo (2 m). A este primer MDT se le añadieron líneas de ruptura (camino, barrancos, líneas de definición de terraplenes, etc.) y se procedió a su edición superponiendo las curvas de nivel al modelo estereoscópico. De esta forma, se densifica el MDT sólo en aquellas zonas donde sea necesario y se considera válido una vez las curvas de nivel reflejen adecuadamente la topografía del terreno. Para el vuelo de 2008 no es necesario determinar el MDT por correlación, se usan los datos LIDAR, que permiten obtener un MDT de gran precisión; en este caso, la operación que se ha de realizar es la orientación relativa de las pasadas LIDAR en un solo bloque mediante software específico de tratamiento de datos LIDAR. Posteriormente se fusiona con el vuelo fotogramétrico, llevando a cabo una reorientación si fuese necesario mediante correlación de superficies.

Finalizada la edición del MDT correspondiente a los vuelos de 2007/2008, en la zona de seleccionada para el análisis, el MDT se carga sobre los vuelos anteriores, analizando las diferencias existentes a través de la visión estereoscópica y procediendo a la reedición. Mediante este procedimiento se garantiza la coincidencia de los modelos en las zonas consideradas como estables, se optimiza el tiempo dedicado a la generación y posterior edición de los MDT frente a la metodología de la generación y edición independiente de los MDT para cada uno de los vuelos disponibles.

Los MDT generados en la zona del deslizamiento de Almegíjar, se muestran en las figuras 22, 23 y 24. Las figuras 25 y 26 muestran los cambios significativos entre los tres momentos considerados (1956-1992-2008)



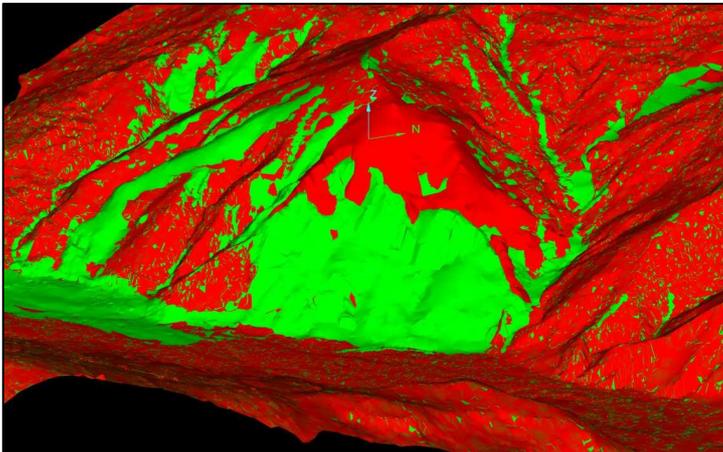
**Figura 22** Modelo Digital del Terreno de 1956. No se observa el movimiento. (Fernández et al. 2011)



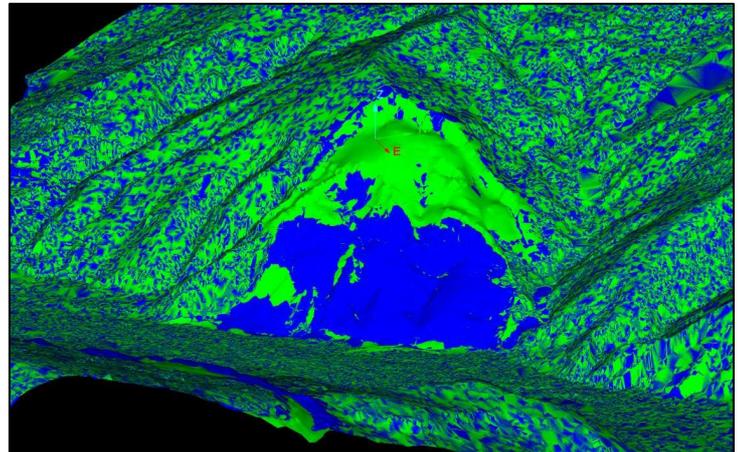
**Figura 23** Modelo Digital del Terreno de 1992 (formación de un gran escarpe). El movimiento ya se ha generado. Por tanto, el movimiento se generó entre 1956 y 1992. (Fernández et al. 2011)



**Figura 24** Modelo Digital del Terreno de 2008 (crecimiento del escarpe y desplazamiento de la masa). El movimiento sigue activo (Fernández et al. 2011)



**Figura 25** Modelo Digital del Terreno de 1992 sobre el modelo de 1956. Las zonas de pérdida de material quedan resaltadas en rojo, mientras que las zonas de acumulación quedan resaltadas en verde. (Fernández et al. 2011)



**Figura 26** Modelo Digital del Terreno de 2008 sobre el modelo de 1992. Las zonas de pérdida de material quedan resaltadas en verde, mientras que las zonas de acumulación quedan resaltadas en azul. (Fernández et al. 2011)

### *Estudio evolutivo de los movimientos de ladera*

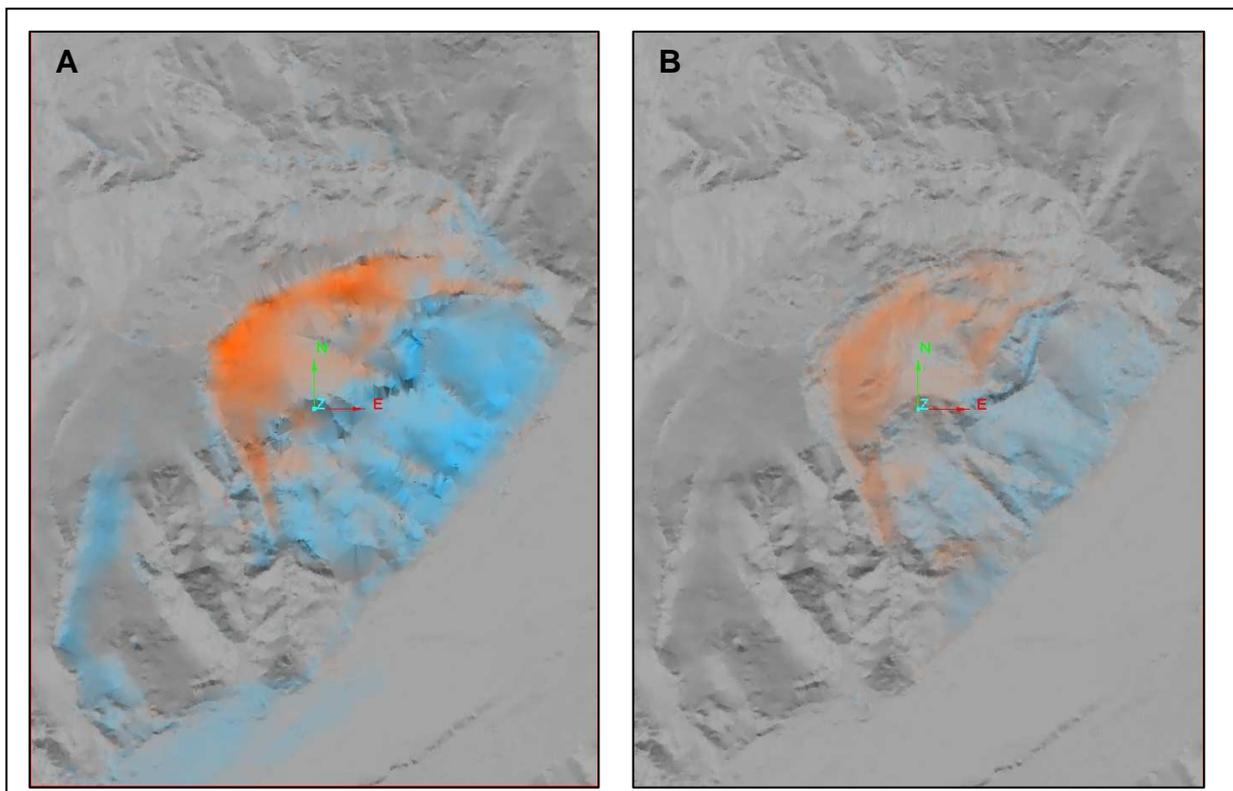
Finalmente, el trabajo de Fernández et al. (2011) también hace un estudio evolutivo de los movimientos de ladera. La fotogrametría digital supone un avance para el estudio de la evolución de los cambios en el terreno, debido a los movimientos de ladera. Las estaciones digitales permiten una mejor y más precisa fotointerpretación de los cambios (Brunsdén y Chandler 1996; Walstra et al. 2004; Fernández et al. 2006) así, la restitución tridimensional estereoscópica permite un mejor control de la evolución temporal de los rasgos (escarpes, masa movilizada, límites laterales, etc.). A partir de los inventarios precisos obtenidos por restitución digital, se puede hacer un análisis evolutivo de los movimientos de ladera en la zona de trabajo, superponiendo en un SIG los distintos inventarios. A partir de este análisis se puede identificar las zonas de crecimiento, de reactivación, o de generación de nuevos movimientos de ladera, así como los movimientos dormidos (sin actividad reciente). Este tipo de análisis son

interesantes para determinar la actividad y grado de diacronía de cada movimiento, y pueden utilizarse para estimar la peligrosidad, aunque para ello sea necesario disponer de un número suficiente de vuelos e imágenes.

Además de la estimación de la actividad y la diacronía de los movimientos, se pueden hacer estudios más detallados sobre la cinemática de los movimientos, mediante la comparación de MDT en zonas en las que se haya constatado dicha actividad; para ello es necesario disponer de modelos de gran precisión. La comparación de los modelos se puede ser realizar de varias maneras:

- Distancias (verticales o absolutas) entre los puntos discretos de un modelo (son modelos TIN o redes de triángulos irregulares) y los puntos de la superficie (caras de la superficie del TIN) del otro que se considera como referencia. Estas distancias pueden ser positivas o negativas, dependiendo si el modelo que se compara con el de referencia queda por encima o por debajo, respectivamente, de éste, lo que permite identificar las zonas de pérdida y de acumulación de material.
- Volúmenes de material del modelo que se compara que queda por debajo o por encima del que se toma como referencia; en este caso se puede cuantificar el volumen de pérdidas y de acumulación de material.
- Secciones transversales a los movimientos que permiten examinar mejor los desplazamientos de material. Con suficientes secciones, puede concebirse una idea de cómo ha sido la cinemática del movimiento, por ejemplo, si ha sido planar, o se han producido rotaciones en torno a ejes horizontales o verticales.

Con esta técnica, los resultados no se limitan a una mera observación visual del terreno para determinar si ha habido o no desplazamiento. Aunque en trabajos regionales como el que se presenta, este es el dato que más importante, la comparación de modelos permite cuantificar las zonas de pérdida y de acumulación de material, las zonas de crecimiento del escarpe principal, la formación de escarpes secundarios y otros rasgos morfológicos (figuras 27, 28, y 29).



**Figura 27** Comparativa del MDT de 1992 respecto al de 1956 (A); comparativa del MDT de 2008 respecto al de 1992 (B). En naranja las zonas de pérdida de material, y en azul las zonas de acumulación. (Fernández et al. 2011)

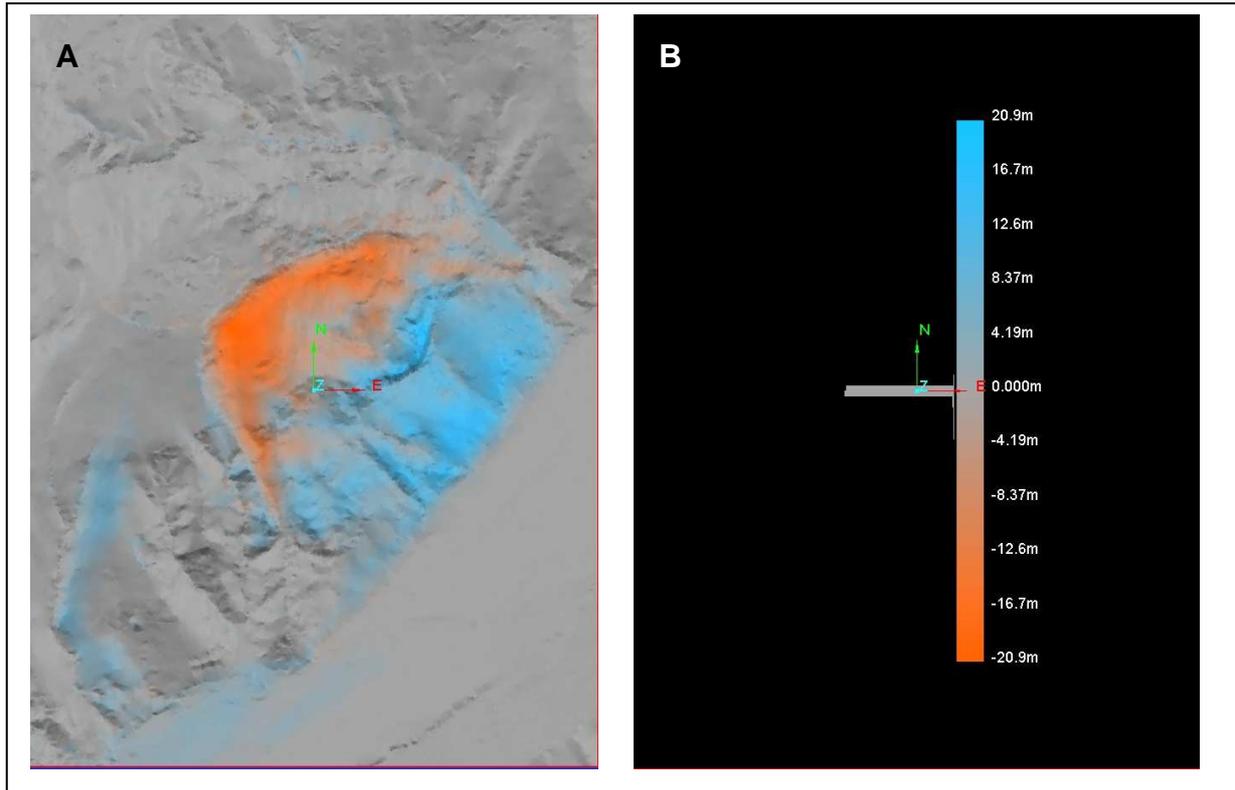


Figura 28 Comparativa del MDT de 2008 respecto al de 1956 (A); escala de desplazamiento (B). En naranja las zonas de pérdida de material, y en azul las zonas de acumulación. (Fernández et al. 2011)

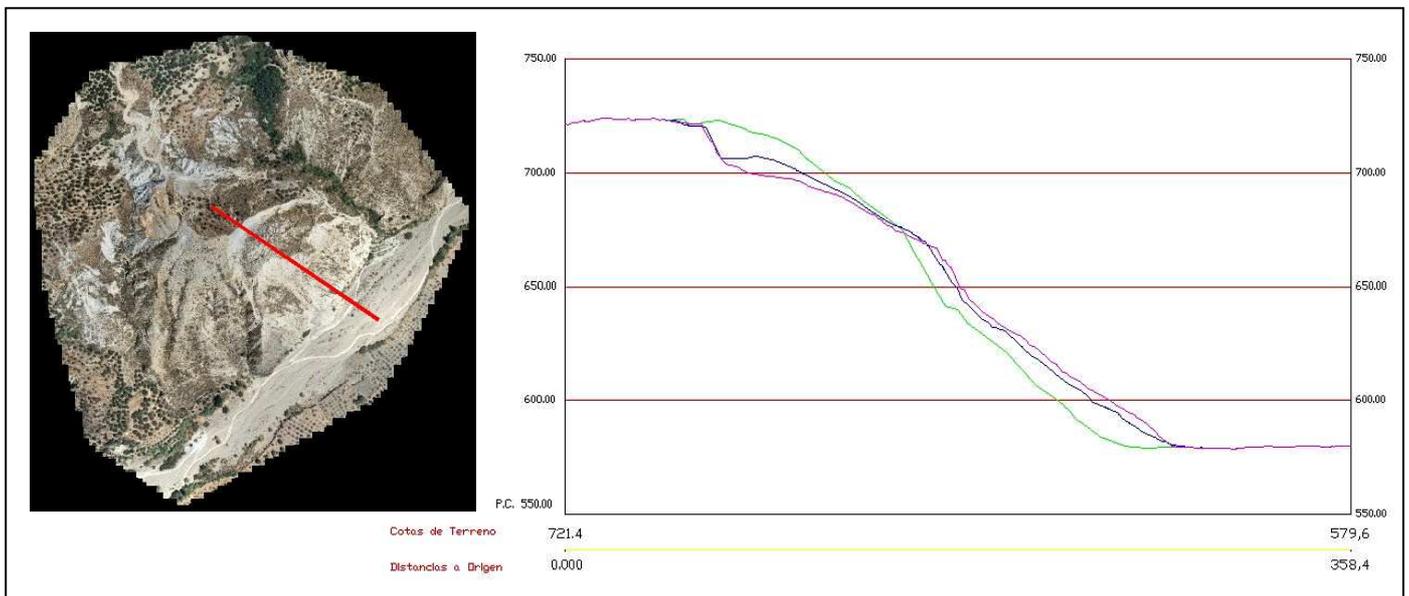


Figura 29 Perfil de los modelos de 1956 (verde), 1992 (azul) y 2008 (morado). (Fernández et al. 2011)

### ***Conclusiones***

El estudio de [Fernández et al. \(2011\)](#) mediante fotogrametría aérea y LIDAR, permite una estimación cuantitativa del movimiento del deslizamiento de Almegíjar. El movimiento de Almegíjar no existía en 1956 (al menos en la forma actual). El movimiento se generó entre 1956 y 1992, fecha en la que presenta un gran escarpe trasero con un salto cercano a los 10-15 m, como indicio de una superficie neta de deslizamiento. El movimiento no cesó en 1992, sino que ha seguido evolucionando hasta la fecha. Esta evolución ha consistido en un hundimiento de la masa unos 10 m más, muy evidente en cabecera, y el avance de la misma, ocupando una pequeña franja del valle, en la zona de acumulación. No obstante, parte del material ha sido lavado por el río Guadalfeo que pasa al pie del propio deslizamiento (y en consecuencia puede actuar como mecanismo erosivo y factor desencadenante del deslizamiento en época de crecidas por lluvias intensas). En esta última parte de la evolución se produce el crecimiento de los escarpes secundarios (ya apuntados en fase anterior) y la apertura de grietas en la parte superior, debido a una mayor deformación de la masa. No se observa de forma clara en las vistas pseudo-tridimensionales ni en los perfiles, una rotación de la masa, por lo que cabe deducir que el deslizamiento es de carácter traslacional con una superficie neta deslizamiento de forma prácticamente plana.

### 3.1.2.3 Láser Escáner Terrestre

#### Introducción

En zonas con información limitada sobre la actividad de los movimientos de ladera, y/o zonas semiáridas con fenómenos de actividad intermitente (Chacón 2007), una solución para aproximar la actividad y grado de diacronía son las técnicas remotas de obtención de datos. El láser escáner o LIDAR terrestre (TLS; acrónimo de Terrestrial Laser Scanning) se basa en el mismo principio que el LIDAR aerotransportado (ALS). Esto es, el barrido de la zona a levantar se realiza mediante un láser, sólo que en este caso el barrido se realiza desde un equipo estacionado sobre la superficie. De ahí que esta técnica también se conozca como “Ground Based Lidar Technology”. Este dispositivo terrestre está provisto de un láser que mide ángulos, distancias e intensidad de los puntos iluminados, de manera sistemática, a una tasa elevada y en tiempos reales. El resultado es una nube de puntos 3D que representa el modelo escaneado (Arco 2010). La técnica se caracteriza por una alta repetibilidad de la medida con precisión y exactitud centimétrica, y hace posible la explotación de toda una superficie escaneada así como la detección de rasgos de menor tamaño. El caso más común es que el equipo se estacione en un punto fijo, lo que simplifica bastante el sensor ya que no es necesario disponer de un sistema inercial. Lo único que se precisa es el propio escáner y un instrumento de referencia que permita obtener coordenadas absolutas, generalmente un GPS (aunque se puede prescindir de éste y trabajar en coordenadas relativas).

Una de las aplicaciones de esta técnica es la generación de modelos digitales del terreno (Delacourt et al. 2007). En este campo, la técnica de láser escáner se ha empleado en diversos trabajos como análisis de evolución geomorfológica de escarpes (Abellán et al. 2010) y estudios de desplazamientos en movimientos de ladera (Teza et al. 2008). Para la monitorización de movimientos de ladera se requieren instrumentos de largo alcance (al menos 500-1000 m) y que proporcionen precisiones al menos centimétricas. Es una técnica ideal para taludes y pendientes elevadas, aunque puede ser utilizada para superficies de menor pendiente, aún a costa de realizar un mayor número de escaneos (Palenzuela et al. 2011). Mediante el TLS se obtiene un modelo digital de superficies (MDS) de una forma relativamente directa. La captura se realiza sobre el terreno; las principales limitaciones son la extensión de la zona a levantar y los ocultamientos de zonas en superficies muy poco inclinadas, que obliga a un mayor número de capturas. En el procesamiento, las principales dificultades son las mismas del LIDAR aerotransportado; la orientación relativa entre tomas y el filtrado de los elementos que no pertenecen al MDT. Sin embargo el resultado final es muy positivo, ya que permite disponer de un MDS y un MDT de gran precisión y resolución (ambas centimétricas).

Por tanto, en los procedimientos de escaneo 3D, generalmente, se realizan múltiples escaneos desde diferentes posiciones con el objetivo de evitar zonas de sombra. Cada una de estas nubes de puntos, estará contenida en el sistema de coordenadas propio de cada posición, y después se realiza la fusión de todas ellas. El proceso completo, desde la adquisición de datos hasta la obtención de la información gráfica es lo que se conoce como “pipeline 3D” (Bernardini y Rushmeier 2002). El presente subapartado resume y expone los datos del trabajo de Palenzuela et al. (2011) sobre láser escáner terrestre. El Anexo 5, que fundamentalmente consiste en una ampliación del presente subapartado, amplía la información sobre esta técnica basándose en el trabajo y resultados de Palenzuela et al. (2011) de interés para la estimación de la peligrosidad en la zona de estudio.

## Principios de funcionamiento

Los TLS son aparatos de elevada precisión, capaces de trabajar en diferentes entornos y bajo condiciones atmosféricas adversas. Utilizan medidas taquimétricas, que consisten en la combinación de la medida de distancias y ángulos. El escáner barre todo su campo visual (Field of View; FoV) variando la dirección del rayo láser para poder escanear los diferentes puntos objeto de medida; bien rotando el propio dispositivo o bien utilizando un sistema de espejos rotativos. Este último método es el más utilizado, puesto que los espejos son más ligeros y pueden girar rápidamente y con una gran precisión. El escáner horizontal se denomina “frame scan” y puede tener un FoV entre 40° y 360°. El escáner vertical es el “line scan” y puede lograr un FoV entre 40° y 310°.

El principio básico de funcionamiento consiste en la proyección de una señal óptica sobre un determinado objeto, y el correspondiente procesamiento de la señal reflejada para determinar la distancia a la que se encuentra; la precisión en las medidas de distancia depende de la intensidad de esta última. Por cada señal reflejada se obtiene dos ángulos correspondientes ( $\alpha$  y  $\theta$ ) la distancia  $\rho$  y la intensidad (figura 30). Mediante los ángulos se puede definir la posición de cada uno de los puntos de la escena en un sistema de coordenadas polares, que internamente es transformado a un sistema cartesiano según las ecuaciones:  $x = \rho \cos\alpha \sin\theta$ ;  $y = \rho \cos\alpha \cos\theta$ ;  $z = \rho \sin\alpha$ . Donde “ $\alpha$ ” y “ $\theta$ ” son los ángulos en coordenadas polares; “ $\rho$ ” la distancia en coordenadas polares; “ $x$ ,  $y$ ,  $z$ ” son las coordenadas cartesianas.

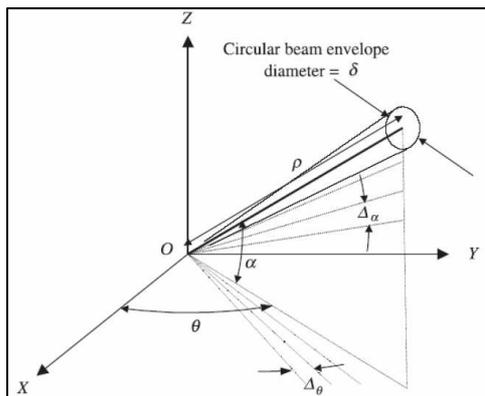


Figura 30 Coordenadas polares de un punto que ha sido medido con TLS (Arco 2010)

Además, la intensidad de la señal devuelta es también almacenada. La intensidad es una medida de la energía recibida por cada punto. Con todo, el TLS crea una nube de puntos donde cada punto queda determinado por su posición ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ )

## Equipo

El TLS empleado en el trabajo de Palenzuela et al. (2011) cuyos datos son de utilizar para el presente trabajo, consiste en un telémetro (explorador de distancia) tipo TOF (Time of Fly). Este sistema puede registrar miles de valores por segundo de la distancia ( $d$ ) en función del tiempo ( $t$ ), medido entre la transmisión y captura del pulso láser. Registra las coordenadas cartesianas del conjunto de las “ $n$ ” medidas realizadas, y la medida de la reflectancia recibida para cada punto,  $R$ . En cuanto a la calidad de la medida del TLS se distinguen varios conceptos como son la exactitud, la precisión y la resolución (Iavarone 2002; Luís 2010). El error cometido en la medida se corrige según diversas aproximaciones (Boehler et al. 2003; Huising y Gomes 1998; Lichti 2004, 2007; Lichti et al. 2005) sin bien, es difícil encontrar una que se ajuste a todas las

condiciones de cada zona de trabajo (Staiger 2005). Así, el error global derivado del conjunto puede ajustarse al rango entre los 5 y 200 cm (Huising y Gomes 1998). La exactitud y precisión de la posición de la medida, en el plano perpendicular a la dirección del rayo, vendrá afectada en buena parte por la elección de los parámetros de resolución angular, y de la divergencia del haz láser (Lichti 2004; Lichti y Jamtsho 2006). En el trabajo de Palenzuela et al. (2011) las medidas se situaron por debajo de 600 m, por lo que el error se sitúa en torno a errores máximos de 22 mm.

Para este trabajo se ha utilizado un escáner de láser terrestre (TLS) de tipo TOF, de rango largo (o largo alcance) de la firma comercial Riegl®. Concretamente el modelo LMS-Z420i (Laser Measurement System 420i) (ver Anexo 5), por ser adecuado para las condiciones de medida en las áreas de trabajo situadas entre unos cientos de metros a menos de 1000 m. El equipo pertenece al servicio de Laboratorio de Análisis de Imágenes (LAI) del Centro de Instrumentación Científica (CIC) de la Universidad de Granada.

### Metodología y trabajos realizados

La metodología propuesta para el caso del láser escáner o LIDAR terrestre en el trabajo de Palenzuela et al. (2011), que presenta resultados muy interesantes en la zona de estudio (movimientos de Almegíjar y Borincho), comprende varias etapas que se exponen a continuación, desde la adquisición o barrido de medidas taquimétricas de la topografía, utilizando el TLS Riegl® LMS-Z420i con georreferenciación directa de la nube de puntos; postproceso y análisis orientado a la detección de rasgos o descriptores del terreno relacionados con la evolución del movimiento de ladera (tabla 3). Las tareas para ejecutar cada etapa se llevaron a cabo mediante el software específico RiscanPro® (Riegl 2010). Para la monitorización de movimientos se seleccionaron aquellos que pueden ofrecer una mejor respuesta a escaneo mediante láser escáner. En este caso movimientos, concretamente deslizamientos, diacrónicos. Se han seleccionado los movimientos Almegíjar, Borincho, Chuca y Mojonera, además de Puente Viejo, Lagunillas y Budas, que se encuentran en el entorno de la zona de estudio (ver figura 1).

ETAPA	TAREA	OBSERVACIONES
PLANIFICACIÓN	Selección de movimientos	Revisión de inventarios, cartografía e información de referencia a su actividad.
	Selección de puntos de escaneo	Localizar el mínimo no. de estacionamientos aumentando el área de captura. Minimizar holes, interferencias, oclusión de la señales satélite, etc.
	Temporalización de escaneo	Almanques GPS y GLONASS, comprobación de la dilución de la posición (DOP)
TRABAJO DE CAMPO	Colocación de puntos de control sobre el terreno (GCPs)	Opcional, el acceso a la zona de interés puede ser impracticable o arriesgado.
	Adquisición de datos TLS y GNSS	Instalación de TLS y receptores GNSS (calibrados sobre escáner y un punto de vista atrás BS point). Registro ≥ 30 min (estático rápido). Sucesivas (mensual a anual).
TRABAJO DE GABINETE	Post-procesamiento de datos	Corrección de coordenadas geodésicas, postproceso de las nubes de puntos.
	Análisis de la información obtenida	Aplicación de algoritmos de cálculo de distancias, clasificación supervisada, extracción de formas del terreno.

**Tabla 3** Metodología de trabajo (Palenzuela et al. 2011)

### ***Preprocesado***

Antes de proceder a escanear los movimientos, previamente se establece la *selección de los puntos* donde se situará el Láser Escáner o puntos *de análisis*, de tal forma que se cubra el movimiento completo para construir un modelo digital del terreno sin sombras, minimizando el error acumulativo durante la alineación de las diferentes tomas. Hay que buscar el equilibrio entre un número de tomas suficiente para cubrir todo el movimiento de tal forma que no se obtenga un volumen de datos inmanejable.

#### *Ubicación de Puntos de Control sobre el Terreno (GCP)*

Los Puntos de Control sobre el Terreno (GCP) son puntos fijos y fácilmente identificables al ser reflectores, que se sitúan sobre el terreno para correlacionar (casar) las diferentes tomas espaciales y temporales. Este paso puede ser omitido cuando el equipo va provisto de un GPS interno. Se denominan targets, y se ubican tanto fuera del movimiento, para poder correlacionar las diferentes tomas, como dentro de la masa movilizada para, en el caso de poder reconocer cada targets, tener otra posibilidad de establecer parámetros de movimiento.

### ***Adquisición de datos TLS y GNSS***

Una vez ubicado el Láser Escáner (TLS) en los puntos de análisis se procede al escaneo de los movimientos. En cada punto de análisis, donde el TLS tiene el origen de su propio sistema de coordenadas (SOCSi), se coloca también un receptor GNSS (**figura 31**) calibrado para determinar su posición. Además, se emplazó un Punto de Vista Atrás o BS con el correspondiente registro de sus coordenadas geodésicas, para una georreferenciación directa en el sistema de coordenadas global (GLCS).



**Figura 31** Determinación de la posición de los puntos de análisis mediante receptor GNSS

### ***Procesamiento***

Es la etapa más compleja y laboriosa, la exactitud del MDT depende de la calidad de las tareas de alineación y ajuste entre el conjunto de datos.

#### *La reducción de la nube de puntos*

Se realiza mediante el filtrado OCTREE (filtro con estructura de árbol octante) para minimizar la dispersión de cada conjunto de datos temporales, y optimizar el procesamiento de datos a nivel de software y hardware, manteniendo la

representatividad de la superficie real por los centros de gravedad de cubos con una longitud mínima de 0.1 m, para una resolución centimétrica de puntos a ser modelados (figura 32).

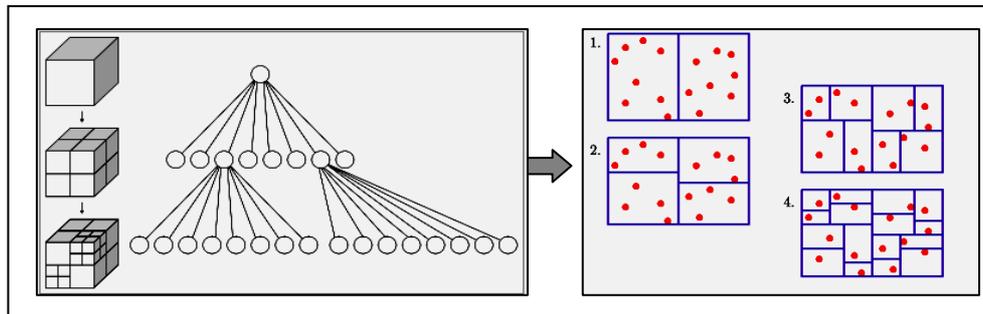


Figura 32 Estructura en árbol OCTREE

### *Alineación*

Se trata de un registro o fusión entre cada sistema de coordenadas específico en cada posición de análisis (SOCSi) y uno de ellos elegido como sistema de referencia (PRCS). Posteriormente este sistema se transforma en el sistema de coordenadas global (GLCS) por medio de la georreferenciación directa. En el deslizamiento de Almegíjar, los GCPs estaban disponibles para todas las posiciones de exploración, el valor inicial de los conjuntos de datos alineados estaba entre 1 y 7.7 cm. En el deslizamiento Borincho, la nube de puntos de la primera toma se alineó mediante registro grueso (desviación estándar entre 12 y 20 cm), y mediante registro fino la segunda (desviación estándar entre 0.8 cm).

*Ajuste multiestación (MSA)* Cuando el error sobre la transformación de coordenadas alcanza valores de más de 2.5 cm, se mejoraron los parámetros de la matriz de transformación ejecutando el ajuste multiestación de los SOCSs hasta que los errores quedan por debajo de ese valor. Este procedimiento de ajuste se basa en el mecanismo matemático del Punto Iterativo más Cercano (ICP), que ejecuta un algoritmo implementado por la mayoría de paquetes de software para tratamiento 3D, como es el caso del software Riscan Pro (Riegl 2010), usado en este trabajo. Mediante este ajuste se alcanza una desviación estándar final entre 0.5 y 2.5 cm para el caso del deslizamiento de Almegíjar, y entre 0.8 y 2.2 cm para Borincho.

*Filtrado de rasgos no aceptables por el análisis* Como quiera que la vegetación constituye un ruido en el análisis de cambios topográficos de la superficie terrestre, se procede a su eliminación. Se opta por un método semi-automático, el cual consiste en la eliminación de “puntos flotantes” que quedan desacoplados con valores atípicos en sus posiciones sobre la dispersión general de la nube de puntos global. Para ello se seleccionan de forma progresiva secciones adyacentes de la nube de puntos con secciones de entre 2 a 20 m de ancho, dependiendo de la densidad de vegetación observada, y progresivamente se fue desplazando a lo largo de toda la superficie escaneada (Riegl 2010).

*Triangulación* Se construye un modelo matemático de referencia para la comparación de datos temporales, creando una Red Irregular Triangular (TIN) utilizando el algoritmo de triangulación Delaunay (Boris 1934).

### ***Análisis de información e interpretación de los resultados***

Se han utilizado las herramientas para el análisis comparativo de datos multi-temporales que incorpora RiscanPro®, con el fin de comparar las posiciones anterior y posterior de las superficies estudiadas. La comparación de objetos se lleva a cabo a través del método del ICP, si bien en este caso se trata de fusionar partes movilizadas unas respecto a otras.

Se ajusta la malla de puntos a la de referencia (TIN que modela la superficie para una fecha distinta de la base de datos) mediante rotaciones y translaciones que minimizan el error medio, y mínimo cuadrático de los módulos de vectores que unen puntos cercanos o ángulos de vectores normales a polígonos. Después se calculan los módulos de vectores de desplazamiento o separación entre este punto y un objeto situado en una dirección dada respecto a aquel. Ese punto suele ser el mismo punto más cercano que satisface el ajuste final por el mecanismo del ICP. Sin embargo, esta técnica puede ser más fiable en superficies donde el gradiente de curvatura sigue tendencias más o menos permanentes, durante secciones del dominio del espacio real o imaginario que ocupan los modelos digitales de ese objeto. Esto no suele ocurrir en formas naturales del terreno, excepto en algunas partes como caras lisas de escarpes, taludes planos de roca, etc. En cambio, las herramientas utilizadas aquí y diseñadas para la ingeniería inversa aplicada sobre objetos lejanos y naturales, una vez que las superficies se encuentran en sus posiciones de ajuste, calculan la distancia mínima ( $D_i$ ) desde los puntos o nodos ( $q_i$ ) de la base de datos (o malla poligonal) a un plano determinado o un polígono de la malla de referencia.

El trabajo de [Palenzuela et al. \(2011\)](#) opta por una técnica que calcula la distancia desde  $q_i$  a un plano de referencia variante cuyo vector ortonormal en cada momento es un promedio de los triángulos adyacentes al punto más cercano ( $p_i$ ), en la misma dirección de ese vector. En este caso el punto  $p_i$  de la superficie de referencia, es aquel situado a una distancia menor de entre los restantes en un espacio esférico alrededor del punto  $q_i$ , y cuyo radio de búsqueda o de esfera se especifica por el usuario.

Calculados los desplazamientos, los triángulos adyacentes a  $q_i$  se clasifican en función de sus valores, dando como resultado una distribución del mínimo desplazamiento experimentado y su sentido aproximadamente en dirección perpendicular a la superficie de referencia u orientación del plano promedio. Esta clasificación se realiza de manera supervisada, teniendo en cuenta la detección y cuantificación de los rasgos de la ladera relacionados con el deslizamiento. Los valores se diferencian entre positivo y negativo, cuando  $q_i$  cae por encima o por debajo del plano medio respectivamente. Los valores negativos se interpretan como áreas de pérdida de relieve por erosión, hundimientos, retroceso de escarpe, etc., mientras que las zonas clasificadas con valores positivos corresponden a zonas de sedimentación, avance de la masa de la ladera, acumulación de derrubios, etc.

La técnica de láser escáner utilizada para el presente trabajo obtiene una densidad de medidas directas (nube de puntos 3D) de resolución centimétrica a milimétrica. Permite la discriminación de los rasgos más pequeños del objeto, frente a la de otras técnicas (< 10 puntos/m<sup>2</sup> en escáner de láser aéreo, ALS; ~5 m para en DInSAR).

## Resultados

Para el caso del TLS, el trabajo de [Palenzuela et al. \(2011\)](#) presenta resultados muy interesantes en la zona de estudio, concretamente relativos a los movimientos de Almegíjar y Borincho, que se exponen a continuación.

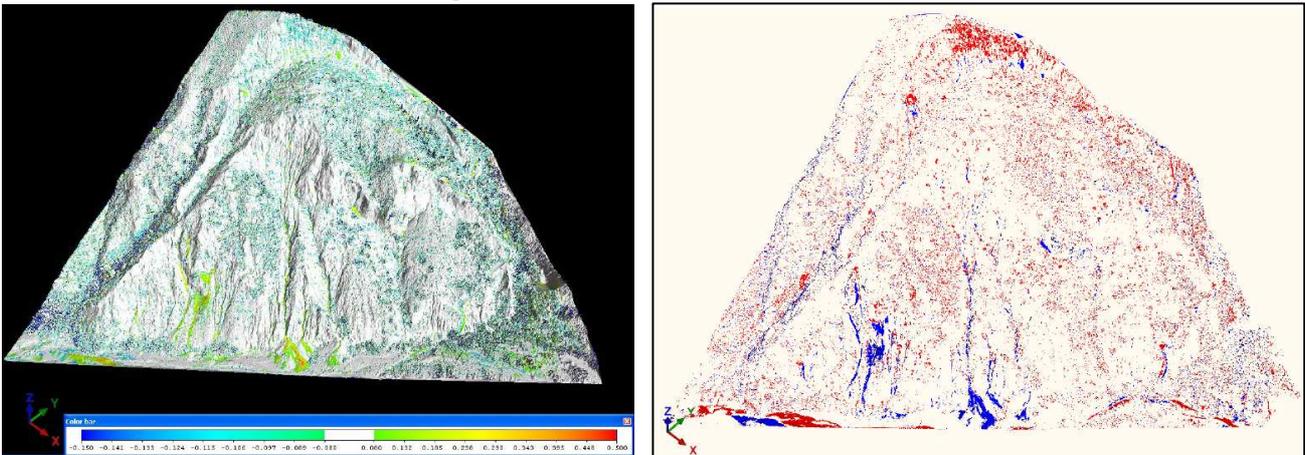
### *Almegíjar*

Se han realizado tres secuencias de escaneos en las siguientes fechas

- 15 de julio de 2008 (1)
- 3 de octubre de 2009 (2)
- 6 de noviembre de 2010 (3)

#### *Evolución (1)-(2) (figura 33)*

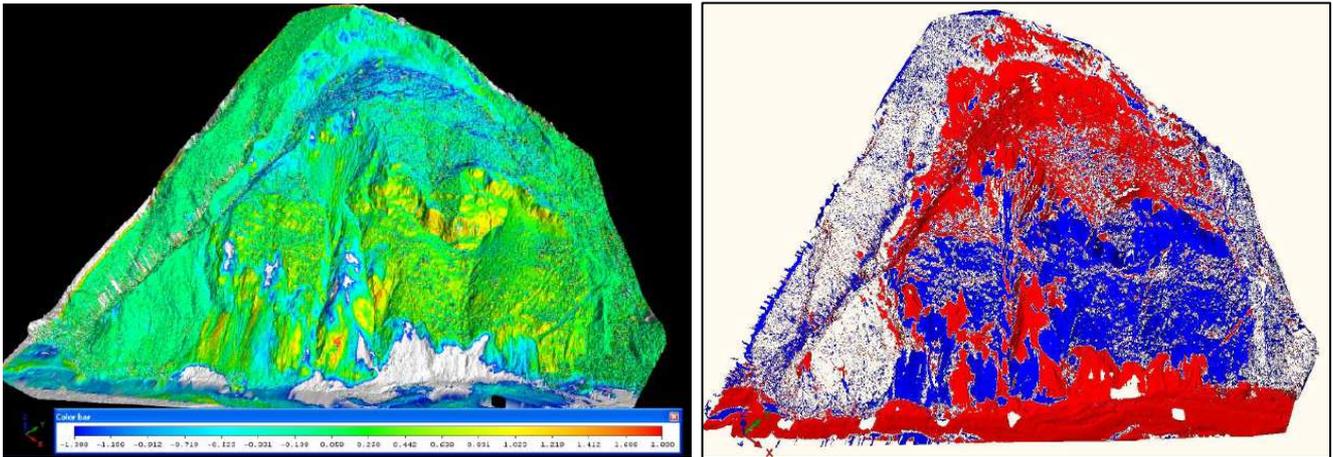
Se obtienen variaciones topográficas con valores en el rango de -0.15 a 0.50 m con referencia a la superficie del relieve existente en julio de 2008. Estas variaciones corresponden a procesos claramente erosivos superficiales. La mayor erosión se concentra en la parte alta del escarpe, mientras que a pie del deslizamiento se observa un aumento de espesor correspondiente a un depósito de cono de deyección donde se registra el valor máximo de acumulación. Estos valores se consideran los propios de la evolución geomorfológica del relieve por erosión, no se observan por tanto componentes deformacionales de la masa desplazada, por lo que se puede concluir que en ese intervalo del tiempo el deslizamiento no se desplaza para la precisión de detección con esta metodología.



**Figura 33** Clasificación de distancias calculadas en escala de color en metros (izquierda) y en negativas, rojo y positivas, azul (derecha) para el movimiento de Almegíjar en el periodo 2008-2009. Rango de -0.15 m a 0.50 m ([Palenzuela et al. 2011](#))

#### *Evolución (2)-(3) (figura 34):*

Se obtienen variaciones topográficas en el rango de -4.40 y 1.30 m entre las dos secuencias estudiadas. Se puede interpretar claramente un avance general de la mitad inferior de la masa de hasta 1.30 m. En la parte superior de la masa, los desplazamientos ortogonales máximos entre superficies indican un hundimiento promedio de 0,70 m, con un valor máximo de 1.20 m.



**Figura 34** Clasificación de distancias calculadas en escala de color en metros (izquierda) y en negativas, rojo y positivas, azul (derecha) para el movimiento de Almegíjar en el periodo 2009-2010. Rango -1.30 m a 1.80 m (Palenzuela et al. 2011)

Los resultados indican un desplazamiento del deslizamiento de Almegíjar con una deformación en acortamiento durante el último intervalo temporal similar a una forma de arco en compresión, con su extensión longitudinal (de abajo a arriba) acortada, mientras la mitad inferior del deslizamiento se extiende o avanza hacia la parte externa de masa movilizada.

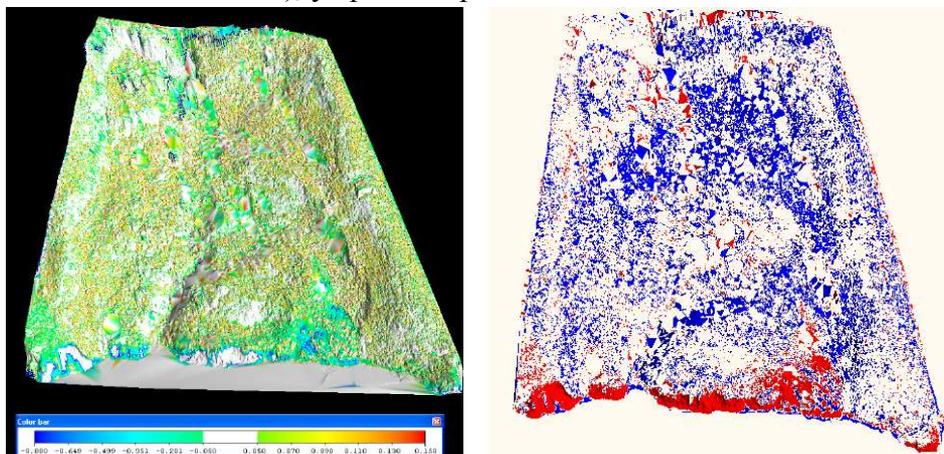
***Borincho***

Se han realizado dos secuencias de escaneos en las siguientes fechas

- 3 de diciembre de 2009 (1)
- 15 de junio de 2010 (2)

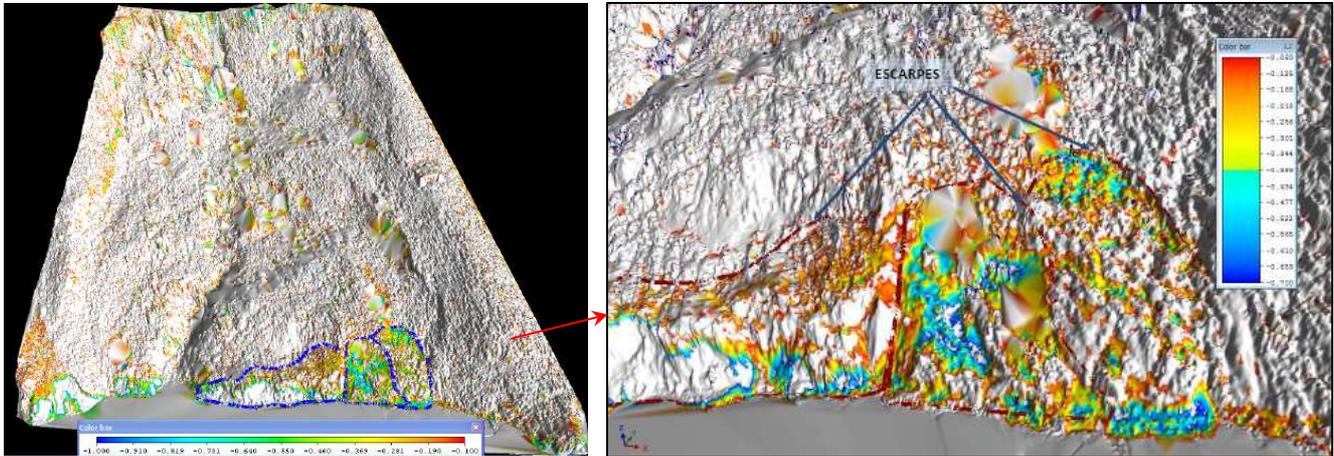
***Evolución (1)-(2)***

Los valores negativos más altos coinciden con la erosión que afectan al pie de la masa desplazada en el borde del cauce del río Guadalfeo (figura 35). Estas características se registran como descriptores indirectos útiles para evaluar la frecuencia de reactivación del deslizamiento basándose en la cantidad de masa reducida al pie del deslizamiento. Los depósitos masivos generados durante este período se concentran en zonas con un ángulo de inclinación menor o en zonas cóncavas (pequeños barrancos y partes bajas de los flancos del deslizamiento), y apenas superan el decímetro de incremento de espesor.



**Figura 35** Clasificación de distancias calculadas en escala de color en metros (izquierda) y en negativas, rojo y positivas, azul (derecha) para el movimiento de Borincho en el periodo 2009-2010. Rango -0.80 m a 0.15 m (Palenzuela et al. 2011)

Expandiendo la escala de valores negativos en la zona de mayor hundimiento (figura 36), situado a la derecha de la base del deslizamiento, se puede distinguir una zona con valores que oscilan entre los 8 y los 70 cm, compuesta por tres formas semi-elípticas interpretadas como un conjunto de deslizamientos translacionales pequeños en grado de desarrollo incipiente.



**Figura 36** Clasificación de distancias calculadas en escala de color en metros (izquierda) y en negativas, rojo y positivas, azul (derecha) para el movimiento de Borincho en el periodo 2009-2010. Rango -1.00 m a -0.10 m (Palenzuela et al. 2011)

## Discusión y Conclusiones

El trabajo de Palenzuela et al. (2011) concluye que la técnica de monitorización remota con la tecnología LIDAR terrestre (TLS) demuestra ser un método preciso para detectar las características geomorfológicas del terreno, situando los puntos de análisis a aproximadamente 500 metros de distancia del objetivo. Proporciona información sobre la evolución temporal de la actividad de movimientos de ladera diacrónicos en el área de estudio, y detecta cambios diferenciales de la topografía antes de la ruptura súbita de la pendiente sin la necesidad de acceder a las inmediaciones de la masa de terreno afectada.

El estudio de Palenzuela et al. (2011) con el TLS ha permitido una estimación cuantitativa del movimiento de Almegíjar. Los desplazamientos diferenciales calculados y clasificados para el deslizamiento de muestran que estuvo suspendido del 15 de julio de 2008 al 3 de octubre de 2009, y sufrió una reactivación desde el 3 de octubre de 2009 al 6 de noviembre 2010. El resultado de la reactivación ha sido una deformación de acortamiento a lo largo de su eje longitudinal y la extensión perpendicular a esa dirección. Para el caso del deslizamiento Borincho, desde el 3 de diciembre de 2009 al 15 de junio de 2010, se ha medido un hundimiento diferencial de la ladera al pie de la masa desplazada en un rango variable desde centímetros a algunos decímetros (0,08 m - 0,70 m), asociados con 3 nuevas rupturas de pendiente en estado incipiente de desarrollo, según se distingue por la clasificación supervisada de los desplazamientos.

Las fases de reactivación observadas en ambos deslizamientos coinciden con una época fuertemente lluviosa transcurrida entre diciembre de 2009 y marzo de 2010, lo cual pone de manifiesto que el agua acumulada por la precipitación (entre 200 y 900 mm/mes) es el factor activador para ambos deslizamientos. Evidencia que la dinámica de los movimientos de ladera estudiados no experimentan un desplazamiento continuo sino que son movimientos activos con desplazamientos súbitos e intermitentes en respuesta a eventos activadores externos.

### 3.2 Análisis y datación Dendrogeomorfológica de movimientos de ladera

El presente subapartado resume los fundamentos del método de análisis y datación dendrogeomorfológica de movimientos de ladera, y expone la metodología y resultados obtenidos del estudio realizado, según el informe remitido por el [Dr. José Moya](#), del departamento de Ingeniería del terreno, Cartográfica y Geofísica, de la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), a quien fue encargada la interpretación de las muestras extraídas. El [Anexo 6](#), y su [apéndice 1](#), que principalmente corresponden a una ampliación del presente subapartado, amplían la información sobre este método basándose en el citado informe recibido, y se ofrece una explicación más detallada del mismo, que puede ser ampliada en [Shroder \(1978\)](#), [Moya et al. \(1992\)](#), [Moya y Corominas \(1996\)](#), [Moya \(2002\)](#).

#### Fundamentos del método de la datación dendrocronológica

La datación dendrocronológica de fenómenos naturales se apoya básicamente en dos principios. (1) El crecimiento estacional de los árboles, de modo que el tronco aumenta en radio cada año por la adición de un anillo de madera, el cual se distingue del formado en el año anterior. En el caso de las especies coníferas (pinos, por ejemplo) cada anillo de crecimiento suele estar formado por dos bandas de madera; una de color claro, formada durante la primavera, y otra de color más oscuro, correspondiente verano. En otoño e invierno no existe crecimiento, es la estación inactiva. Hay, por tanto, correspondencia entre anillos de crecimiento y años naturales, de tal forma que el último anillo en formarse es el más externo y corresponde a la estación de crecimiento última o en curso. La datación de los anillos se complica si en algunos años no ha existido crecimiento (anillos ausentes) o formación de más anillos (anillos dobles o múltiples). (2) El otro principio se refiere a la datación de los fenómenos que causan perturbaciones en el crecimiento. Cualquier suceso que produzca un cambio en el crecimiento radial queda registrado en los anillos y, por consiguiente, puede ser datado. La edad de tal suceso viene dada por el número de anillos añadidos tras dicho cambio.

En el caso específico de movimientos de ladera de tipo deslizamiento (en sentido estricto), la deformación de la superficie del terreno causa la inclinación de los árboles y ésta, a su vez, la formación a partir de ese año de anillos con un tipo de madera distinto, denominada *madera de reacción* (o *compresión* para coníferas), fácilmente identificable en las coníferas cuya inclinación sea mayor a 15-20°. La edad de la inclinación del árbol está indicada por el inicio del crecimiento con madera de compresión (ICMR), esto es, por la edad del primer anillo con madera de este tipo presente en una muestra del lado inferior (lado I) del tronco.

El uso de la madera de compresión para la datación de deslizamientos con movimiento episódico presenta la limitación de que sólo se detecta generalmente la primera inclinación del árbol, siendo difícil identificar reactivaciones del movimiento. Si existen árboles de diferentes generaciones puede minimizarse esta limitación, puesto que árboles más jóvenes pueden haber sido afectados por menos reactivaciones.

En otras ocasiones se observa un incremento significativo de la proporción de cada anillo que está constituida por madera de compresión (IPMC), que puede estar causado por un aumento en la inclinación del tronco. La edad del anillo que muestra el IPMC

puede utilizarse, con reservas, para datar un evento de inclinación, porque hay casos en los que un aumento de la tasa de crecimiento del árbol se traduce también en un IPMC (Moya 2002). Sólo deberían considerarse válidas las respuestas IPMC de un árbol que tengan la misma edad que las respuestas ICMC en otros árboles, o una reducción brusca del crecimiento (RBC) en el lado superior (lado S) del mismo árbol. Efectivamente, otro tipo de respuesta de los árboles a la inclinación es la reducción brusca del crecimiento (RBC), que se expresa por una serie de anillos más estrechos tras la perturbación. La RBC puede observarse en el lado S del tronco o, si la inclinación es muy severa, incluso en el lado I. La RBC puede ocurrir de forma sincrónica a la inclinación del árbol o aparecer con un retardo de unos pocos años (Shroder 1978).

Las RBC pueden ser causadas también por otros fenómenos, incluidos los climáticos, como las sequías. Para descartar estos eventos es necesario la confección de una serie dendrocronológica maestra o serie de referencia, que se obtiene a partir de árboles no afectados por el fenómeno que se estudia (deslizamientos en este caso). Otra respuesta posible es la formación de anillos excéntricos (de grosor no uniforme en una misma sección transversal); sin embargo, su aplicación no es siempre inmediata y, a veces, puede dar lugar a errores.

Aplicaciones más complejas del método son necesarias cuando surgen patrones de crecimiento no estacional en los árboles (anillos ausentes y anillos dobles o múltiples), frecuente en climas secos. En estos casos es especialmente importante la sincronización de las series de anillos de árboles diferentes, incluyendo con las de la serie maestra. En el presente trabajo la serie maestra se ha obtenido a partir de 25 árboles situados fuera de los deslizamientos (tabla 4, figura 42).

El reconocimiento dendrogeomorfológico de un deslizamiento ha de incluir el área afectada por el mismo y su entorno, tanto el punto de vista geomorfológico como dendromorfológico (morfología de los árboles), de tal forma que permita identificar la actuación de otros procesos que puedan haber causado inclinación de árboles (Moya 2002). Ya que estos fenómenos que causan inclinación en los árboles, al margen de deslizamientos (terremotos, vientos, aludes, inestabilidades locales, etc.) dejan su “huella” particular en la morfología del terreno.

## Objetivos, material y trabajos realizados

La finalidad de la datación dendrocronológica realizada en este trabajo es determinar si los movimientos de ladera seleccionados, han sufrido desplazamientos recientes y, en su caso, la datación de su actividad y grado de diacronía. Se han seleccionado los movimientos de ladera dentro de la zona de estudio (ver figura 1) y entorno más cercano, que presentan unas características adecuadas para la datación mediante este método; **Borincho**, **Chuca** y **Lagunillas**. En el caso de los deslizamientos de **Puente Viejo** y **Budas**, el número de árboles presentes, por tanto muestreados, dentro de cada deslizamiento es muy pequeño (5 y 4 respectivamente, tabla 4) y, si bien se considera insuficiente para llegar a conclusiones definitivas sobre su actividad, la sincronía de las respuestas puede orientar sobre posibles reactivaciones.

Se han tomado un total 81 muestras correspondientes a 73 árboles (tabla 4). La mayoría de las muestras (65) son muestras diametrales, es decir, que atraviesan el tronco. En las muestras de este tipo de se han analizado ambos radios (130 radios). Añadiendo al anterior el número de muestras radiales (16) se obtiene un total de 146 radios analizados.

**Tabla 4** Tipología de las muestras analizadas

movimiento	árboles dentro del movimiento				árboles fuera del movimiento. (de control)				TOTAL	
	n° árboles	n° de muestras			n° árboles	n° de muestras			árboles	muestras
		radiales (1 radio)	diametrales (1 diámetro)	total		radiales (1 radio)	diametrales (1 diámetro)	total		
Borincho	13	0	13	13	6	0	6	6	19	19
Chuca	15	6	12	18	8	0	8	8	23	26
Lagunillas	11	6	8	14	5	0	5	5	16	19
Puente Viejo	5	0	5	5	5	0	5	5	10	10
Budas	4	2	3	5	1	2	0	2	5	7
Total	48	14	41	55	25	2	24	26	73	81

### Toma, preparación y descripción de las muestras

Las mejores muestras para el análisis dendrocronológico son las secciones transversales al tronco del árbol. Para ello se toman testigos mediante perforación manual con una barrena forestal o de Pressler. En el [anexo 6](#) y sus [apéndices 2 y 3](#), se expone con detalle una explicación completa sobre la toma, preparación, montaje y descripción de muestras, equipo utilizado, protocolo de muestreo, sistema de referencia y muestras; además de un reportaje fotográfico de los árboles muestreados y las muestras extraídas.

### Muestreo dendrocronológico

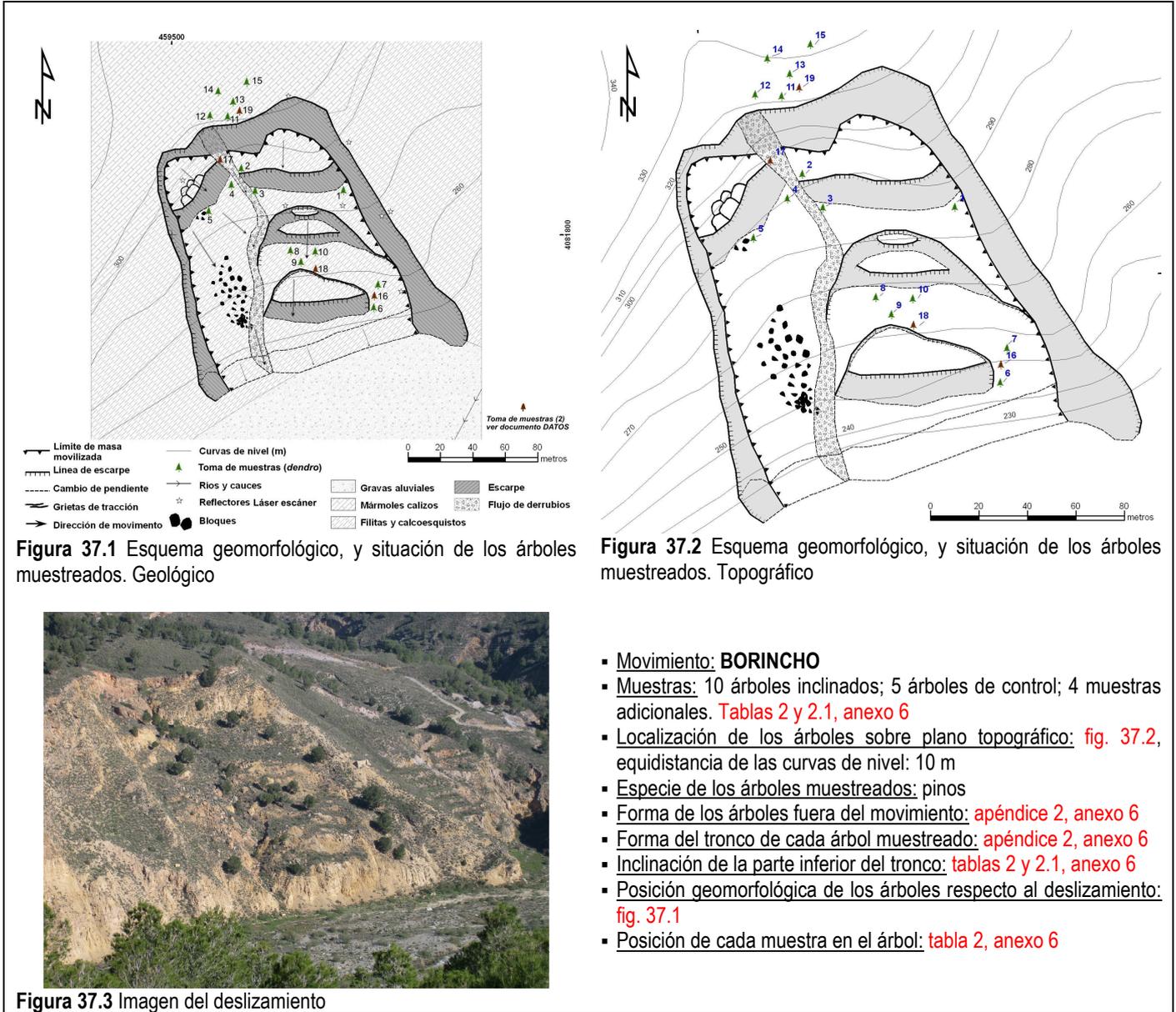
El muestreo para el análisis dendrocronológico se ha realizado según se detalla en el [anexo 6](#). Las limitaciones propias de cada movimiento, sobre todo en lo referente a número, y también accesibilidad de árboles a muestrear, permiten extraer un número limitado de muestras en los deslizamientos de Puente Viejo y Budas. Se han seleccionado los movimientos de ladera dentro de la zona de estudio, y entorno más cercano, que presentan unas características adecuadas para la datación mediante este método ([ver figura 1](#)). Se han tomado un total de 81 muestras (65 diametrales y 16 radiales, [tabla 4](#), [apéndices 2 y 3](#)).

#### *Muestreo*

Zona:	Cuenca del río Guadalfeo
Número de Movimientos muestreados:	5
Muestras:	48 árb. (55 mtras.) inclinados 25 árb. (26 mtras.) de control
Localización de los movimientos:	<a href="#">Figura 1</a>
Especie de los árboles muestreados:	Coníferas, <i>Pinus Sylvestris</i>
Forma de los árboles de control:	<a href="#">Apéndice 2</a>
Forma del tronco de cada árbol muestreado:	<a href="#">Apéndice 2</a>
Inclinación de la parte inferior del tronco:	<a href="#">Tablas del anexo 6 y apéndice 3</a>
Posición de cada muestra en el árbol:	<a href="#">Tablas del anexo 6 y apéndice 3</a>
Sistema de referencia:	<a href="#">Figura 7 del anexo 6</a>

Deslizamiento **BORINCHO**

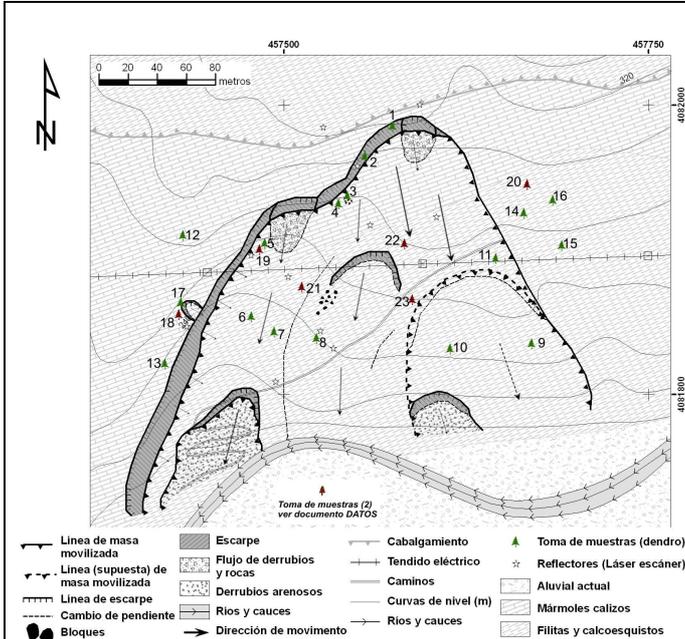
Deslizamiento sobre la cuenca del río Guadalfeo. Las **tablas 2 y 2.1** del **anexo 6** indican las muestras extraídas con sus respectivos datos; en la **figura 37** se muestra la posición de los árboles muestreados, la imagen y geomorfología del movimiento.



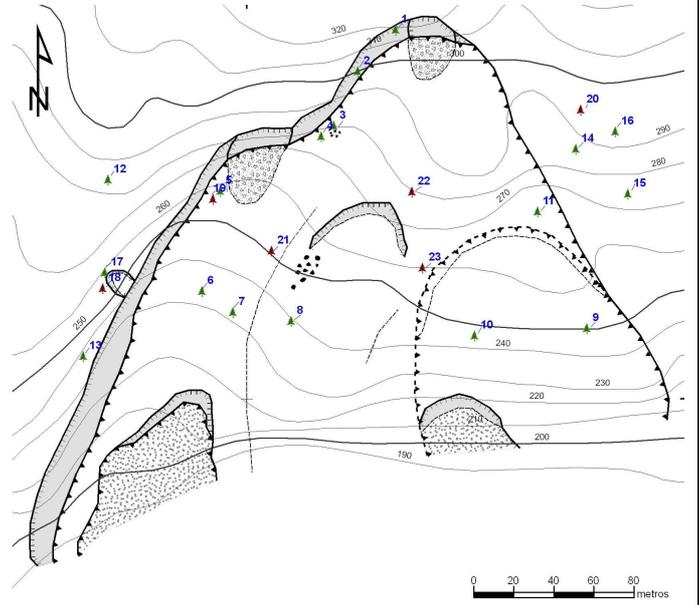
**Figura 37** Movimiento **Borincho**; Esquema geomorfológico sobre geología y topografía. Aspecto del movimiento y datos generales de muestreo

## Deslizamiento **CHUCA**

Deslizamiento sobre la cuenca del río Guadalfeo. Las **tablas 3 y 3.1 del anexo 6** indican las muestras extraídas con sus respectivos datos; en la **figura 38** se expone la posición de los árboles muestreados, la imagen y geomorfología del movimiento.



**Figura 38.1** Esquema geomorfológico, y situación de los árboles muestreados. Geológico



**Figura 38.2** Esquema geomorfológico, y situación de los árboles muestreados. Topográfico



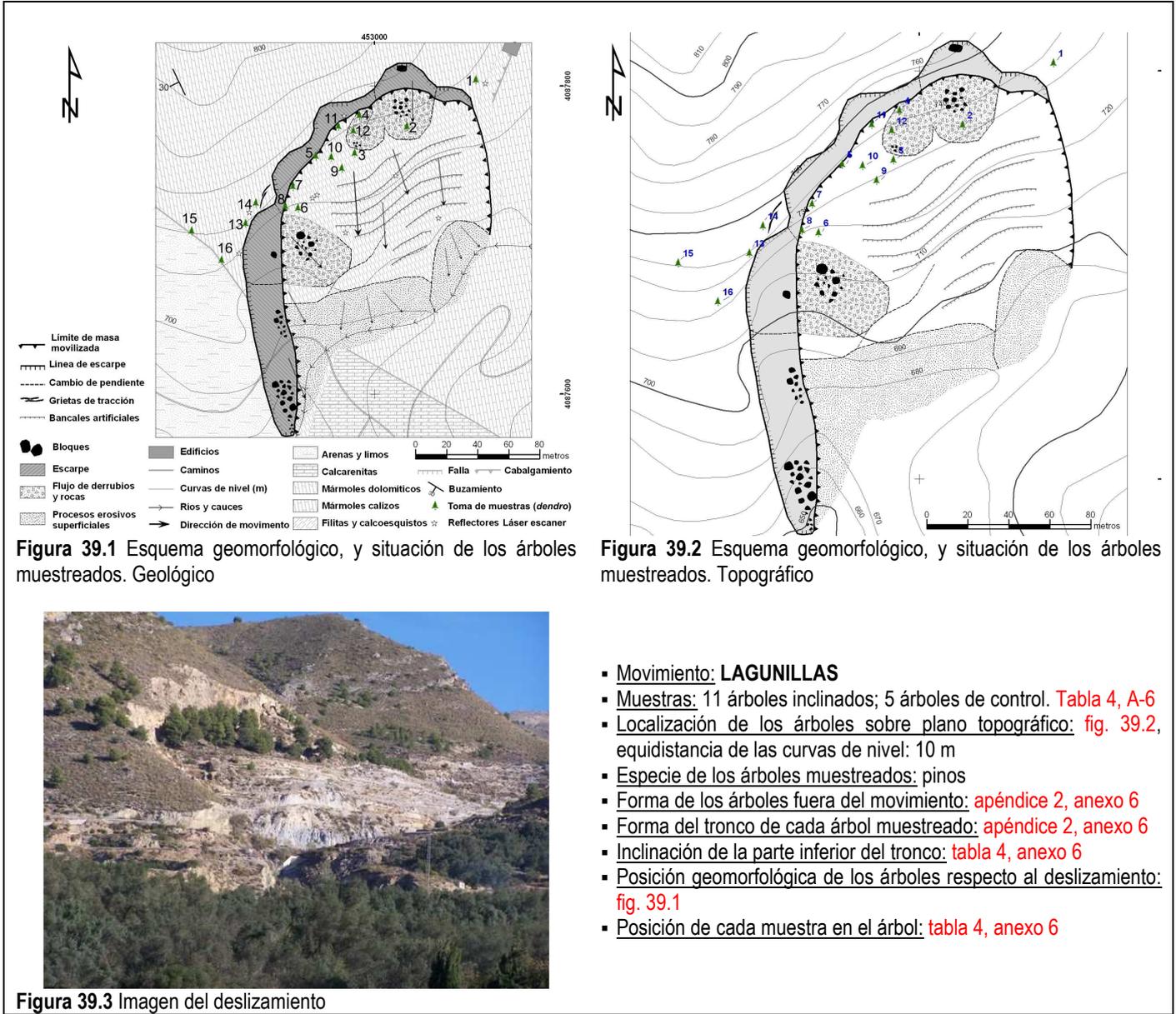
**Figura 38.3** Imagen del deslizamiento

- **Movimiento:** **CHUCA**
- **Muestras:** 11 árboles inclinados; 6 árboles de control; 6 muestras adicionales. **Tablas 3 y 3.1, anexo 6**
- **Localización de los árboles sobre plano topográfico:** **fig. 38.2**, equidistancia de las curvas de nivel: 10 m
- **Especie de los árboles muestreados:** pinos
- **Forma de los árboles fuera del movimiento:** **apéndice 2, anexo 6**
- **Forma del tronco de cada árbol muestreado:** **apéndice 2, anexo 6**
- **Inclinación de la parte inferior del tronco:** **Tablas 3 y 3.1, anexo 6**
- **Posición geomorfológica de los árboles respecto al deslizamiento:** **fig. 38.1**
- **Posición de cada muestra en el árbol:** **tabla 3, anexo 6**

**Figura 38** Movimiento **Chuca**; Esquema geomorfológico sobre geología y topografía. Aspecto del movimiento y datos generales de muestreo

*Deslizamiento LAGUNILLAS*

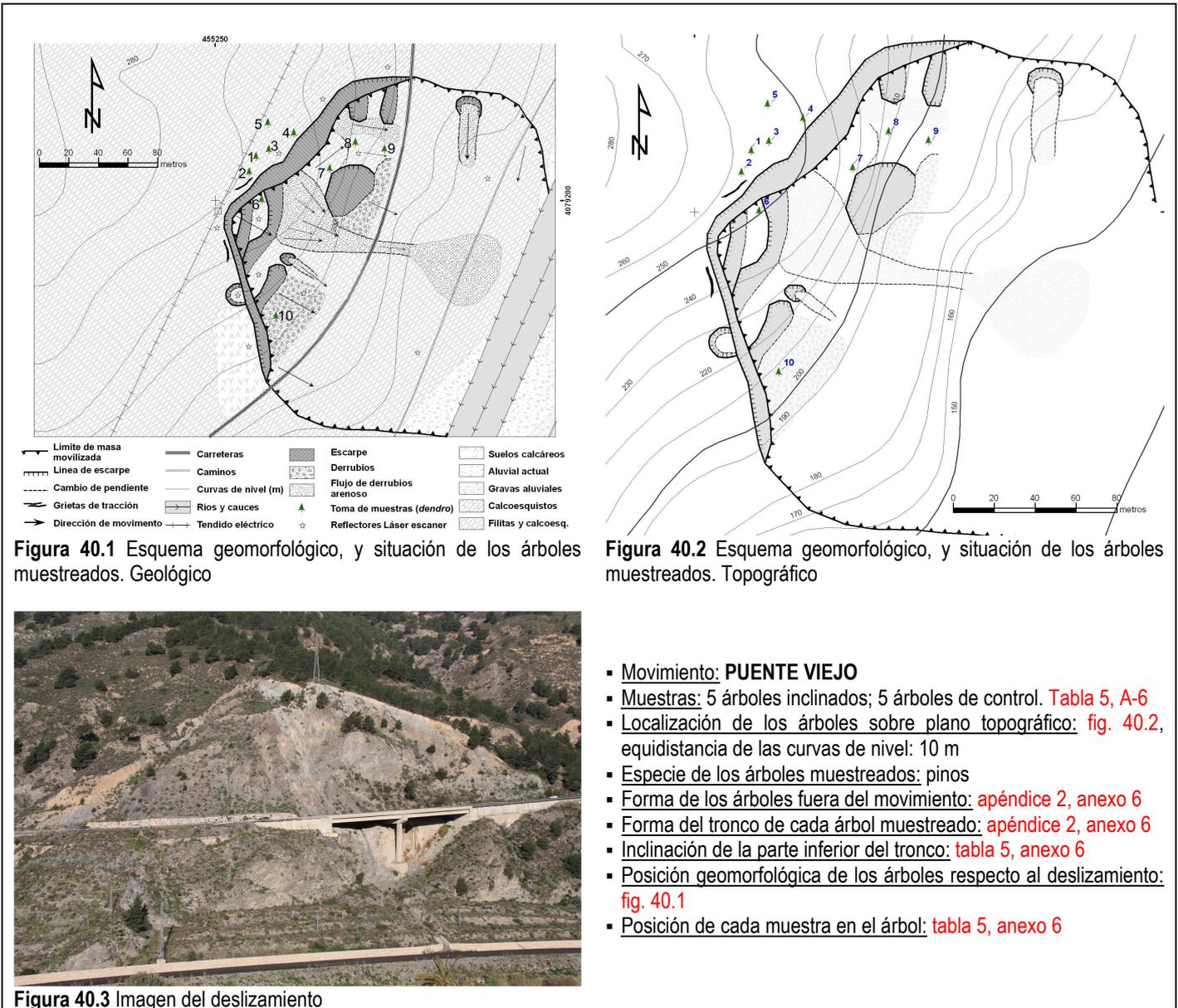
Deslizamiento sobre la cuenca del río Ízbor. La **tabla 4** del **anexo 6** indica las muestras extraídas con sus respectivos datos; en la **figura 39** se expone la posición de los árboles muestreados, la imagen y geomorfología del movimiento.



**Figura 39** Movimiento LAGUNILLAS; Esquema geomorfológico sobre geología y topografía. Aspecto del movimiento y datos generales de muestreo

### Deslizamiento **PUENTE VIEJO**

Deslizamiento sobre la cuenca del río Guadalfeo. La **tabla 5** del **anexo 6** indica las muestras extraídas con sus respectivos datos; en la **figura 40** se expone la posición de los árboles muestreados, la imagen y geomorfología del movimiento. Por otra parte, la altura del muestro en los árboles dentro del movimiento se ha realizado más baja de lo normal, no había árboles donde elegir (de hecho solo se han tomado 5 árboles inclinados), aún así el muestro se realizó en la parte del tronco más adecuada.

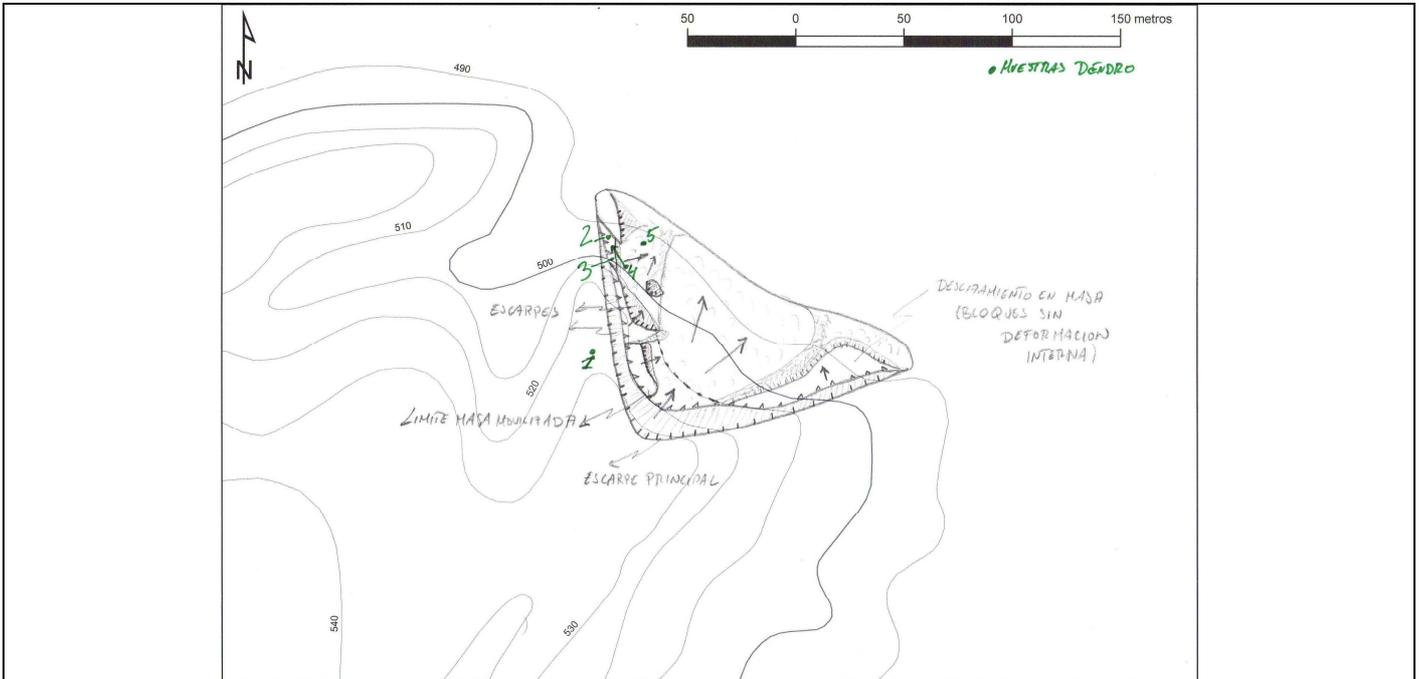


- **Movimiento:** **PUENTE VIEJO**
- **Muestras:** 5 árboles inclinados; 5 árboles de control. **Tabla 5, A-6**
- **Localización de los árboles sobre plano topográfico:** **fig. 40.2**, equidistancia de las curvas de nivel: 10 m
- **Especie de los árboles muestreados:** pinos
- **Forma de los árboles fuera del movimiento:** **apéndice 2, anexo 6**
- **Forma del tronco de cada árbol muestreado:** **apéndice 2, anexo 6**
- **Inclinación de la parte inferior del tronco:** **tabla 5, anexo 6**
- **Posición geomorfológica de los árboles respecto al deslizamiento:** **fig. 40.1**
- **Posición de cada muestra en el árbol:** **tabla 5, anexo 6**

**Figura 40** Movimiento **PUENTE VIEJO**; Esquema geomorfológico sobre geología y topografía. Aspecto del movimiento y datos generales de muestreo

**Deslizamiento BUDAS**

Deslizamiento sobre la cuenca del río Ízbor. La **tabla 6** del **anexo 6** indica las muestras extraídas con sus respectivos datos; en la **figura 41** se expone la posición de los árboles muestreados en el movimiento, la imagen y geomorfología del movimiento. Para este movimiento sólo se han tomado 5 muestras, y sólo una de ellas fuera, el resto (escaso) de árboles no presentaban buenas características para el muestreo.



**Figura 41.1** Esquema geomorfológico a mano alzada, y situación de los árboles muestreados. Topográfico



**Figura 41.2** Imagen del deslizamiento

- **Movimiento: BUDAS**
- **Muestras:** 4 árboles inclinados; 1 árbol de control. **Tabla 6, A-6**
- **Localización de los árboles sobre plano topográfico:** **fig. 41.1**, equidistancia de las curvas de nivel: 10 m
- **Especie de los árboles muestreados:** pinos
- **Forma de los árboles fuera del movimiento:** **apéndice 2, anexo 6**
- **Forma del tronco de cada árbol muestreado:** **apéndice 2, anexo 6**
- **Inclinación de la parte inferior del tronco:** **tabla 6, anexo 6**
- **Posición geomorfológica de los árboles respecto al deslizamiento:** **fig. 41.1**
- **Posición de cada muestra en el árbol:** **tabla 6, anexo 6**

**Figura 41** Movimiento **BUDAS**; Esquema geomorfológico sobre geología y topografía. Aspecto del movimiento y datos generales de muestreo

## Métodos

Como se ha comentado al inicio del subapartado, una vez extraídas las muestras se enviaron al departamento de Ingeniería del terreno, Cartográfica y Geofísica, de la Universidad Politécnica de Cataluña, para la interpretación de las mismas por parte del [Dr. José Moya](#), investigador de referencia en España sobre la aplicación de la dendrocronología en el análisis de movimientos de ladera. Para su estudio empleo los siguientes métodos.

### *Criterios empleados para la datación de sucesos de inclinación de árboles*

El tipo de respuesta utilizado para la datación de la inclinación de los árboles ha sido el inicio del crecimiento con madera de compresión (ICMC) (ver [anexo 6 y apéndice 1](#)). El ICMC viene marcado por el primer anillo con madera de este tipo presente en las muestras del lado inferior del tronco (lado I). En algunas muestras se ha observado un incremento de la proporción de madera de compresión en los anillos (IPMC) que también se ha tenido en cuenta en la datación, dado que puede corresponder a un incremento de la inclinación de tronco.

Hay muestras en las que el primer anillo visible ya contiene madera de compresión (caso PAMC). En casos como éste sólo es posible obtener una edad mínima de la inclinación del árbol. Cuando se encuentran muchos árboles con PAMC en un deslizamiento, se interpreta que la causa de la inclinación está ligada a la inestabilidad local de los árboles. La presencia de árboles inclinados y situados fuera del deslizamiento debería confirmar esta interpretación.

Otras respuestas que han sido utilizadas son las reducciones bruscas de crecimiento (RBC), únicamente cuando se han podido relacionar con el crecimiento con madera de compresión. Se han considerado relacionadas con la inclinación del árbol aquellas RBC que no tienen un origen climático y que son sincrónicas a un ICMC o un IPMC en el mismo árbol o en árboles vecinos. También se han aceptado aquellas RBC que muestran un retardo de hasta tres años respecto a la respuesta mostrada por madera de compresión.

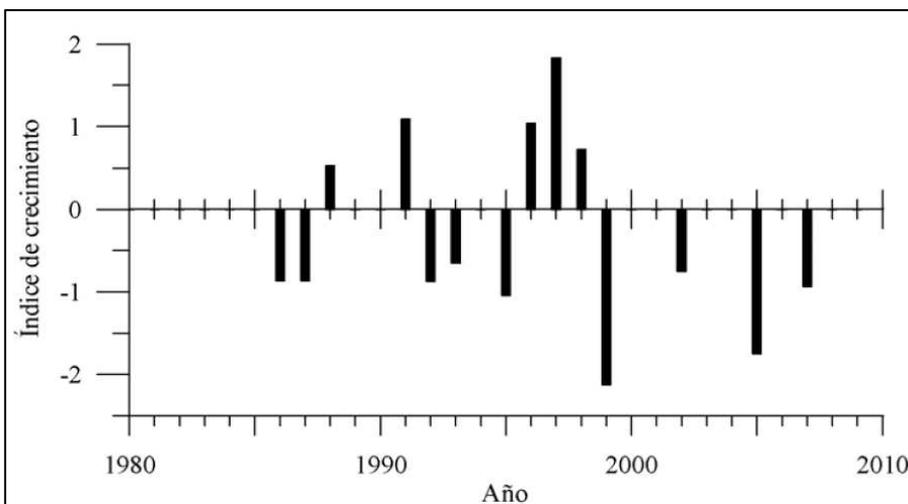
Como quiera que un árbol puede ser inclinado a consecuencia de una inestabilidad local, es necesario establecer un número mínimo de árboles inclinados sincrónicamente (en un mismo año dendrológico) a partir del cual la causa de la inclinación pueda atribuirse a un deslizamiento. Se ha fijado este umbral en tres, es decir, sólo se considera que la inclinación de un grupo de árboles es debida al movimiento de la ladera si la respuesta es sincrónica en al menos tres árboles. Por otra parte, dado que la formación de madera de compresión es el tipo de respuesta más directamente vinculado con la inclinación del árbol, el umbral finalmente utilizado es el de tres árboles con una respuesta sincrónica del tipo ICMC o IPMC. Las RBC sincrónicas o retardadas en otros árboles sólo se han tenido en cuenta una vez que se ha superado dicho umbral.

Finalmente, algunas muestras no han podido ser analizadas al carecer de la suficiente calidad para su interpretación.

## Resultados

Los resultados obtenidos de la datación por parte del [Dr. José Moya](#), se sintetizan a continuación según cada movimiento. Las edades se expresan en años dendrológicos (no en años de calendario). Un año dendrológico abarca de octubre a octubre, incluye una estación vegetativa y una estación de crecimiento consecutivas.

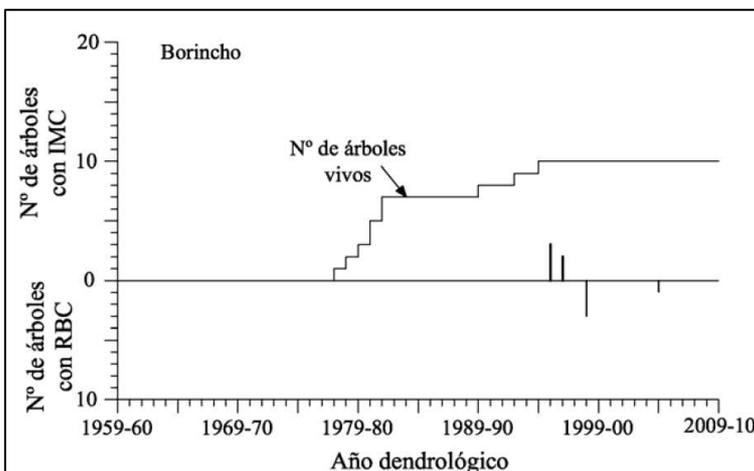
La serie dendrocronológica maestra obtenida con los árboles muestreados fuera de los deslizamientos se presenta en la [figura 42](#). Durante el análisis de las muestras se observó que los anillos de los árboles de control de los diferentes sitios siguen un patrón común, lo que permitió la elaboración de una serie maestra con todos los árboles de referencia muestreados. La serie maestra permite identificar las reducciones en el crecimiento debidas a causas climáticas, que se traducen en anillos más estrechos, y que en la figura son mostradas por los índices con valores negativos. De la serie destacan las reducciones ocurridas en los años **1992, 1995, 1999, 2005 y 2007**.



**Figura 42** Serie dendrocronológica maestra obtenida con los árboles muestreados fuera de los movimientos

### Borincho

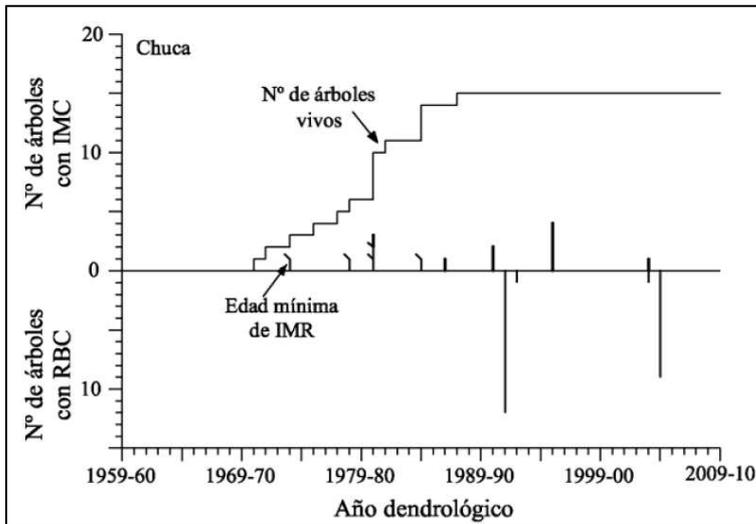
En el deslizamiento Borincho, 10 de los 13 árboles muestreados dentro del área deslizada han sido útiles para la datación. 9 han presentado respuestas interpretables en términos de inclinación del tronco, aunque sólo 5 árboles han mostrado respuestas de madera de compresión indicadas como IMC en la [figura 43](#). De la figura se deduce que el deslizamiento se formó (o se reactivó) en el año **1995-96** (indicado por 3 árboles con IMC) y que probablemente se movió también en el **año siguiente** (2 árboles con IMC). La reducción brusca de crecimiento mostrada (RBC) por tres árboles en 1998-99 se considera relacionada con una reducción climática, ya que aparece en la serie maestra.



**Figura 43** Cronología de las respuestas de los árboles del movimiento Borincho. IMC: crecimiento con madera de compresión (que incluye tanto ICMC como IPMC). RBC: serie de anillos con reducción brusca del crecimiento, las posibles reducciones climáticas no se han filtrado del diagrama

### Chuca

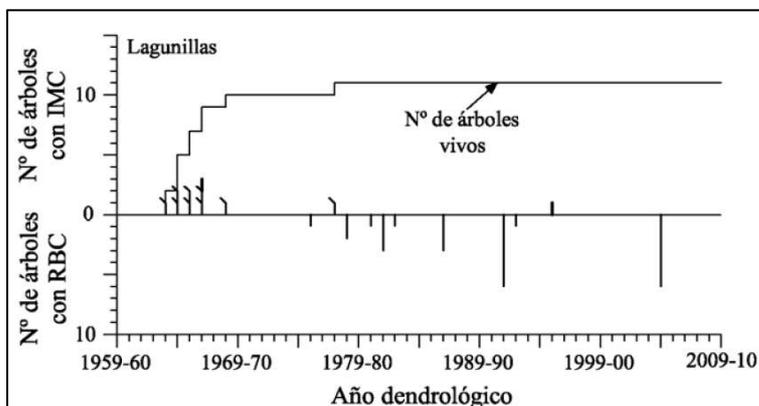
Los 15 árboles muestreados dentro del deslizamiento han sido útiles para la datación. Todos han presentado respuestas interpretables en términos de inclinación del tronco; 13 han mostrado crecimiento de madera de compresión indicada como respuesta IMC en la figura 44. Sin embargo, 5 de estas respuestas corresponden a primer anillo visible de la muestra con madera de compresión (PAMC), por lo que sólo proporcionan una edad mínima de la inclinación (figura 44). De la figura se deduce que el deslizamiento se reactivó en el año 1995-96 (indicado por 4 árboles con IMC). Posiblemente también registró desplazamientos en el año 1990-91, aunque el número de árboles con IMC es demasiado pequeño para permitir una conclusión definitiva (2 árboles con IMC). Las RBC mostradas por buena parte de los árboles en 1991-92 y en 2004-05 se considera una respuesta climática, dado que también aparece en la serie maestra.



**Figura 44** Cronología de las respuestas de los árboles del deslizamiento Chuca. IMC: crecimiento con madera de compresión (que incluye tanto ICMC como IPMC). RBC: serie de anillos con reducción brusca del crecimiento, las posibles reducciones climáticas no se han filtrado del diagrama

### Lagunillas

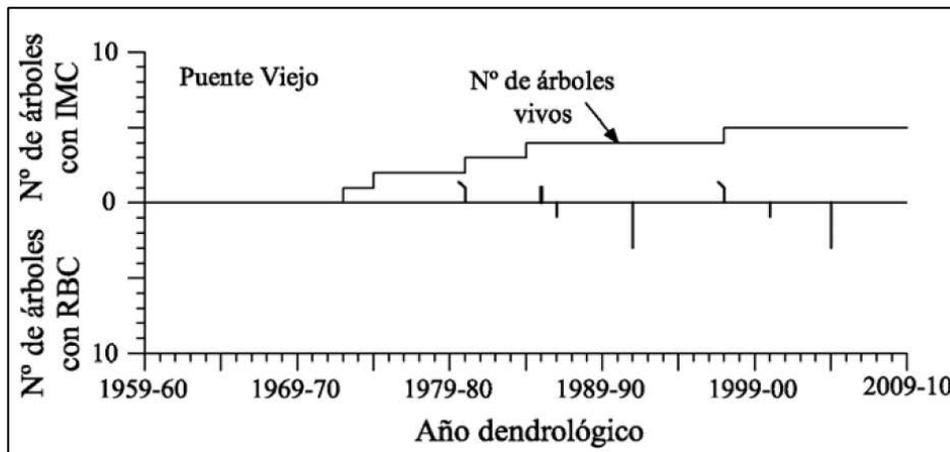
Los 11 árboles muestreados dentro del área deslizada han sido útiles para la datación y todos ellos presentan madera de reacción (figura 45). Aunque, 9 presentan la madera de compresión desde el primer anillo de la muestra (PAMC) y en los otros dos árboles el ICMC no es sincrónico. La abundancia de PAMC se atribuye a la **inestabilización local** e independiente de los árboles, condicionada por la fuerte pendiente de la ladera. Esto sugiere que la causa de la inclinación de los árboles no es el desplazamiento en el deslizamiento.



**Figura 45** Cronología de las respuestas de los árboles del deslizamiento Lagunillas. IMC: crecimiento con madera de compresión (que incluye tanto ICMC como IPMC). RBC: serie de anillos con reducción brusca del crecimiento, las posibles reducciones climáticas no se han filtrado del diagrama

### *Puente Viejo*

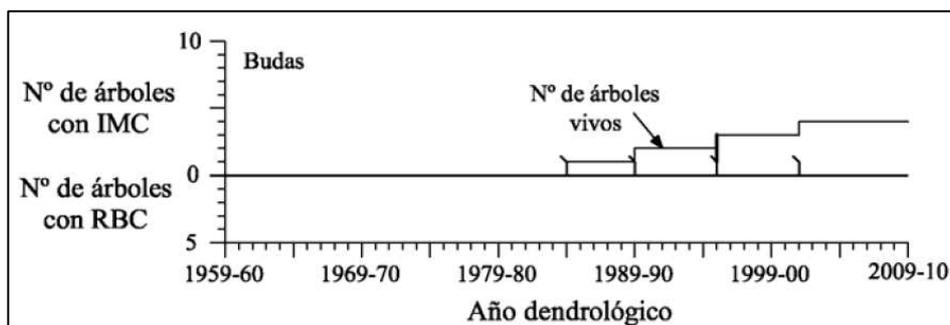
En el deslizamiento Puente Viejo sólo se dispone de 5 árboles situados dentro del movimiento. Tres de ellos han presentado IMC (figura 46), aunque en dos de los casos se trata de PAMC, por lo cual sólo proporcionan una edad mínima de la inclinación. Ninguna de las respuestas IMC son sincrónicas, y las dos RBC observadas (años 1991-92 y 2004-04) son de origen climático. En definitiva, con los resultados obtenidos, y teniendo en cuenta el pequeño número de árboles muestreados, **no se puede llegar a conclusión alguna** sobre la actividad del deslizamiento.



**Figura 46** Cronología de las respuestas de los árboles del deslizamiento de Puente Viejo. IMC: crecimiento con madera de compresión (que incluye tanto ICMC como IPMC). RBC: serie de anillos con reducción brusca del crecimiento, las posibles reducciones climáticas no se han filtrado del diagrama

### *Budas*

El número de árboles muestreados dentro del deslizamiento Budas es muy pequeño, tan solo 4 árboles. Todos ellos muestran el primer anillo con madera de compresión, lo que sugiere que los árboles se han inclinado independientemente (figura 47). Por otra parte, dos de los árboles muestran un IPMC en el año 1995-96. Aunque el número de árboles es insuficiente para alcanzar alguna conclusión fiable sobre la actividad del deslizamiento, la sincronía en la respuesta de los dos árboles sugiere que podría ser debida a una reactivación del movimiento.



**Figura 47** Cronología de las respuestas de los árboles del deslizamiento de Budas. IMC: crecimiento con madera de compresión (que incluye tanto ICMC como IPMC). RBC: serie de anillos con reducción brusca del crecimiento, las posibles reducciones climáticas no se han filtrado del diagrama

## Conclusiones

El informe de interpretación remitido por el [Dr. José Moya](#), permite una estimación cuantitativa en tres de los movimientos (Borincho, Chuca y Lagunillas), donde las respuestas de los árboles han proporcionado suficiente información para determinar su actividad reciente. Este no es el caso de los movimientos de Puente Viejo y Budas. A pesar de ello, en el deslizamiento de Budas, los resultados apuntan a una posible reactivación del movimiento en el año **1995-96**.

En el movimiento de Lagunillas, la respuesta de los árboles a la inclinación es clara, pero indica que se trata de una inclinación independiente de cada árbol, no relacionada con la actividad del movimiento, si no posiblemente ligada a la inestabilidad local debida a la gran pendiente y a que las raíces de la especie muestreada (pinos) son someras. De hecho, el resultado obtenido sugiere que no se han registrado grandes movimientos en los últimos 50 años.

En los deslizamientos Borincho y Chuca se ha podido datar una reactivación ocurrida en el año **1995-96**, y se plantea la posibilidad de otra reactivación en **1996-97**, y en el año **1990-91** en Chuca.

### 3.3 REVISIÓN DE LA ORTOFOTOGRAFÍA HISTÓRICA

La Revisión de la ortofotografía histórica se ha llevado a cabo a través del geoportal de la Junta de Andalucía “IDEAndalucía” (<http://www.ideandalucia.es/>), que tiene el soporte de la ortografía histórica digital de Andalucía, y la oferta para ser consultada a través de un Servicio de Visualización WMS, como se definirá y detallará más adelante.

Una Infraestructura de Datos Espaciales (IDE) es una red descentralizada de servidores, que incluye datos y atributos geográficos, metadatos, métodos de búsqueda, visualización y valoración de los datos, servicios para la gestión de esos datos y algún mecanismo para proporcionar acceso. Una IDE también incorporara las políticas y acuerdos institucionales imprescindibles para facilitar la disponibilidad de esos datos y servicios, lo cual implica tanto el establecimiento de protocolos para el intercambio de información como la disposición para participar en el sistema. Según la [Directiva 2007/2/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 14 de marzo de 2007](#), una “infraestructura de información espacial” está formada por “metadatos, conjuntos de datos espaciales y los servicios de datos espaciales; los servicios y tecnologías de red; los acuerdos sobre puesta en común, acceso y utilización; y los mecanismos, procesos y procedimientos de coordinación y seguimiento establecidos, gestionados o puestos a disposición”.

La IDEAndalucía es el geoportal de la **Infraestructura de Datos Espaciales de Andalucía**; es el punto de acceso telemático que el **Sistema Estadístico y Cartográfico de Andalucía** ([Junta de Andalucía 2012](#)) pone a disposición de quienes deseen buscar, localizar, ver, descargar o solicitar algún tipo de información geográfica referida al territorio de Andalucía. Forma parte de una red de infraestructuras de datos espaciales con nodos a nivel autonómico, estatal y europeo, que integran geoservicios interoperables mediante estándares internacionales, implantados en desarrollo de la Directiva Inspire (Infrastructure for Spatial Information in Europe; <http://inspire.jrc.ec.europa.eu>); y que igualmente se rige por una normativa autonómica, estatal y europea.

Las funcionalidades accesibles mediante tecnologías telemáticas interoperables para interactuar con los datos geográficos (**Servicios**) que ofrece, se organizan en cinco tipos: búsqueda, visualización, descarga, transformación y acceso; cuyos estándares usuales son:

- WMS (Servicio de mapas): la información se muestra como imágenes compuestas por una o varias capas y generadas a partir de información espacial vectorial o raster.
- WFS (Servicios de objetos): ofrece la información en capas de datos en las que ésta está compuesta por objetos vectoriales. El acceso se produce mediante el formato GML.
- WCS (Servicios de coberturas): este servicio es similar al WFS pero la información que se muestra es de tipo raster.
- CSW (Servicio de catálogos): permite buscar información geográfica a partir de consultas basadas en los metadatos.
- WFS-G (Servicio de Nomenclator o Gazetteer): permite localizar entidades geográficas a partir de consultas por su nombre. Relaciona el lugar con las coordenadas que la definen.

El **Catálogo de Datos Espaciales de Andalucía** pone a disposición de los usuarios de la “IDEAndalucía” un apartado “Servicios OGC” (Open Geospatial Consortium; <http://www.opengeospatial.org/>), en el que se, mediante el servicio de *Visualización WMS*, ofrece un catálogo de todos los servicios interoperables que ofrecen los distintos

nodos que componen la IDEAndalucía, con el fin de facilitar el acceso a los datos espaciales producidos por la Junta de Andalucía. Los servicios WMS disponibles, se ordenan en grupos temáticos:

- Servicios de Cartografía Base (17 ítems): servicios WMS de cartografía base, incluye cartografía histórica de interés.
- **Servicios de Ortofotos y Ortoimágenes Generales** (20 ítems): servicios Web Map Services (WMS) de Ortofotografías y Ortoimágenes de satélite de Andalucía.
- Servicios de Datos Ambientales (129 ítems): servicios WMS temáticos de carácter ambiental.
- **Servicios de Ortofotos y Ortoimágenes Zonales** (52 ítems): servicios WMS de ortofotografías u ortoimágenes, generadas en el transcurso de diversos proyectos.
- Servicios de Mapas Temáticos (21 ítems): servicios WMS de carreteras, mapas guías de espacios naturales, mapas fisiográficos, etc.
- Servicios de Corporaciones Locales (25 ítems): servicios WMS que incluye los servicios publicados por Diputaciones, Ayuntamientos, etc.

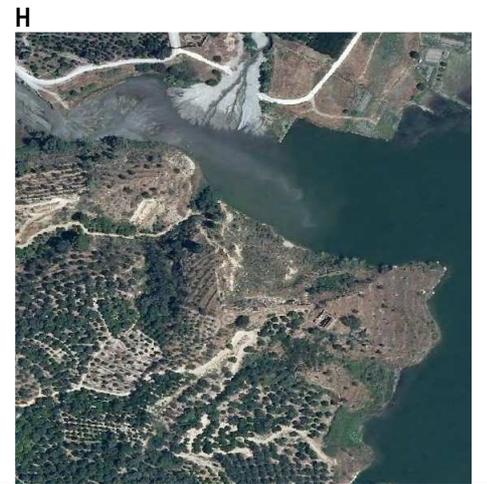
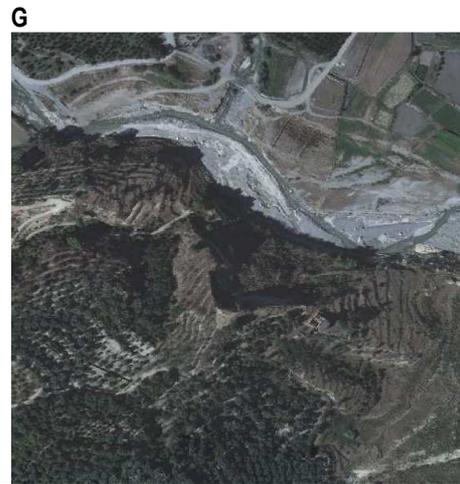
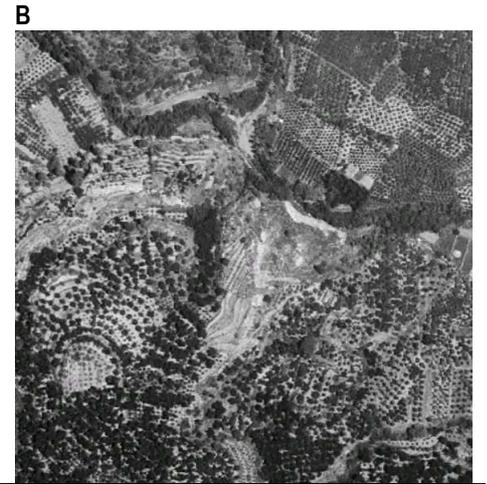
El Servicio de Ortofotos y Ortoimágenes Generales publica 20 ítems de Ortofotografías y Ortoimágenes de satélite históricas de Andalucía.

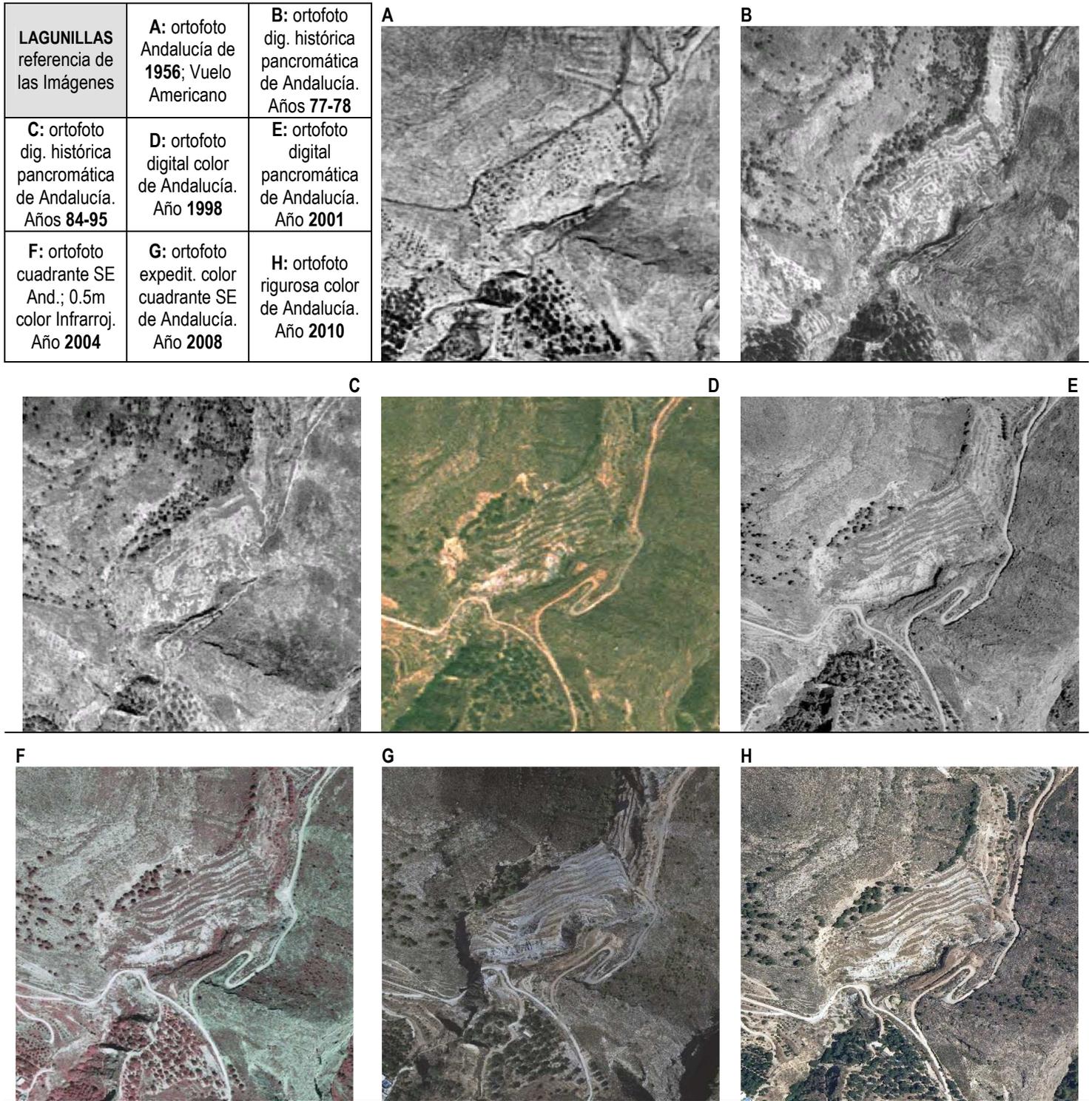
- Ortofotografía Básica Color de Andalucía Sur. Año 2010
- Ortofotografía Rigurosa Color de Andalucía. Año 2009
- Ortofotografía Digital Histórica Pancromática de Andalucía. Año 1984-85
- Ortofotografía Digital Histórica Pancromática de Andalucía. Años 1977-83
- Mosaico de ortoimágenes Landsat 5 TM. Año 2007
- Ortofotografía Digital en Color de Andalucía. Año 2007
- Mosaico de ortoimágenes del satélite SPOT HRVIR. Año 2005
- Ortofotografía Digital en color de Andalucía. Año 2004
- Mosaico de ortoimágenes Landsat TM. Año 2004
- Mosaico de ortoimágenes Landsat TM. Año 2003
- Ortofotografía coloreada. Años 2001-2002
- Ortofotografía Digital Pancromática de Andalucía. Año 2001
- Mosaico de ortoimágenes Landsat TM. Año 1999
- Mosaico de ortoimágenes Landsat TM-IRS. Años 1998-1999
- Mosaico de ortoimágenes IRS. Año 1998
- Ortofotografía Digital en Color de Andalucía. Año 1998
- Mosaico de ortoimágenes del satélite SPOT (sensor HRV PAN). Año 1995
- Mosaico de ortoimágenes Landsat TM. Año 1995
- Mosaico de ortoimágenes Landsat TM. Año 1991
- Ortofotos del vuelo americano de 1956-1957

Como se ha comentado anteriormente, este servicio únicamente permite la visualización de la información. Por tanto la metodología de trabajo es “on-line”. En ArcGIS se carga la información del servicio como mapa base y se contrasta para con el inventario elaborado.

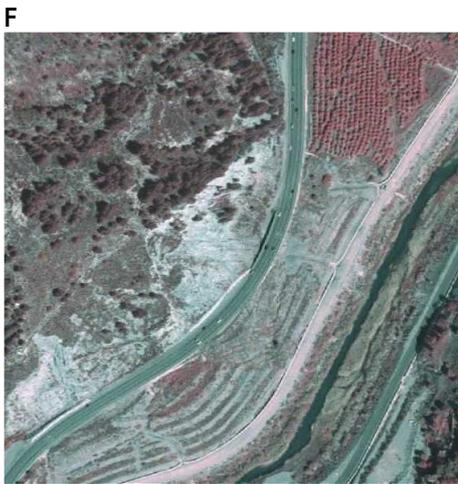
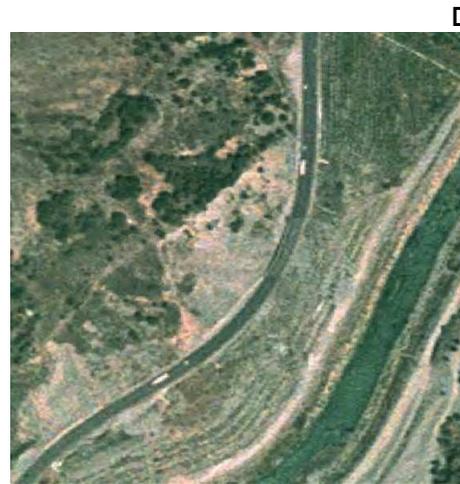
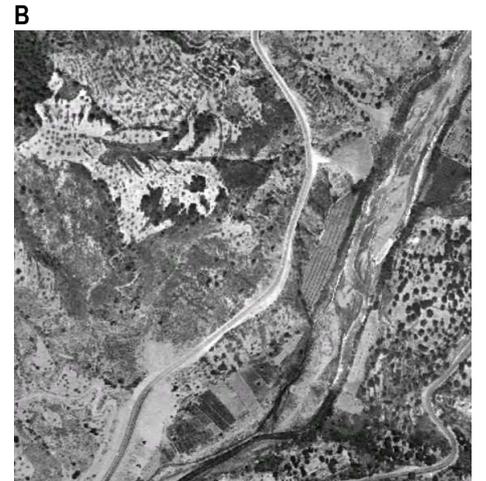
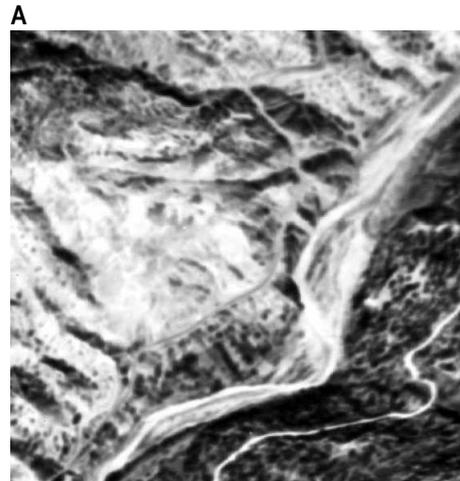
Las páginas siguientes ilustran ejemplos del aspecto histórico de los movimientos de ladera más significativos

<b>BUDAS</b> referencia de las Imágenes	<b>A:</b> ortofoto Andalucía de 1956; Vuelo Americano	<b>B:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 77-78
<b>C:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 84-95	<b>D:</b> ortofoto digital color de Andalucía. Año 1998	<b>E:</b> ortofoto digital pancromática de Andalucía. Año 2001
<b>F:</b> ortofoto cuadrante SE And.; 0.5m color Infrarroj. Año 2004	<b>G:</b> ortofoto expedit. color cuadrante SE de Andalucía. Año 2008	<b>H:</b> ortofoto rigurosa color de Andalucía. Año 2010

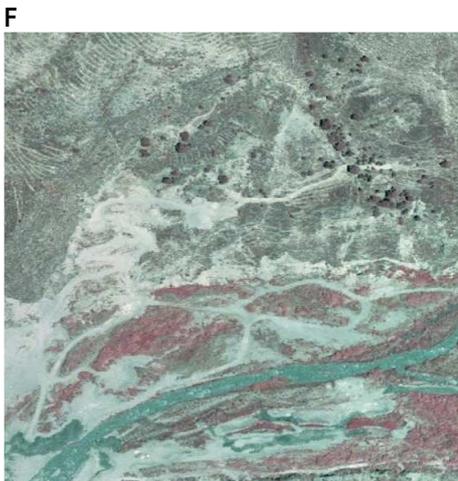
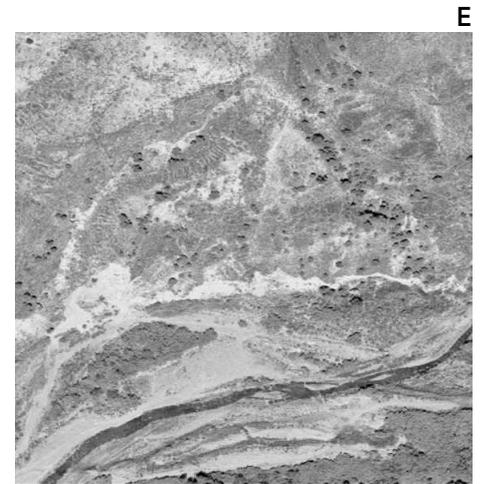
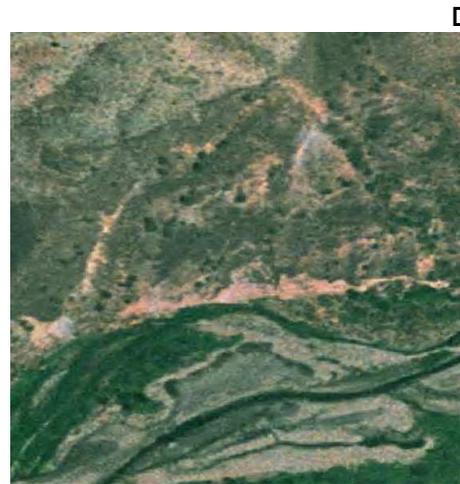
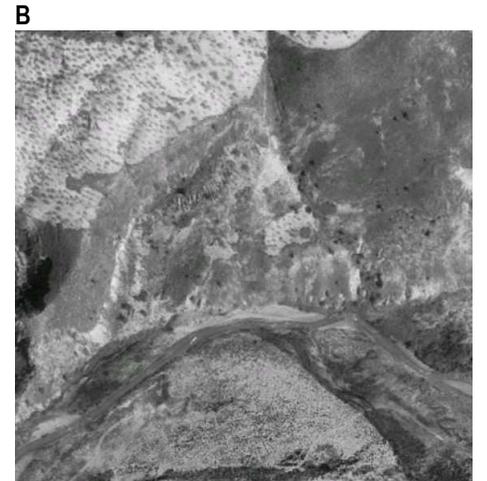
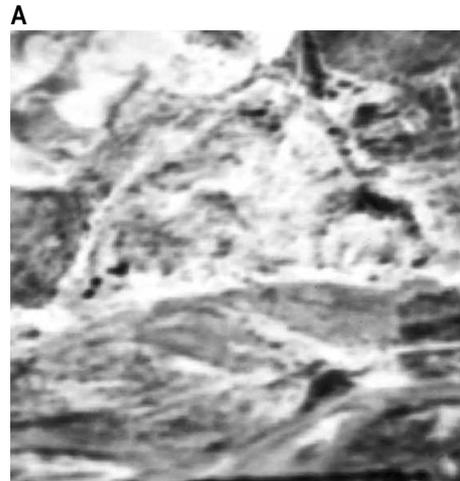




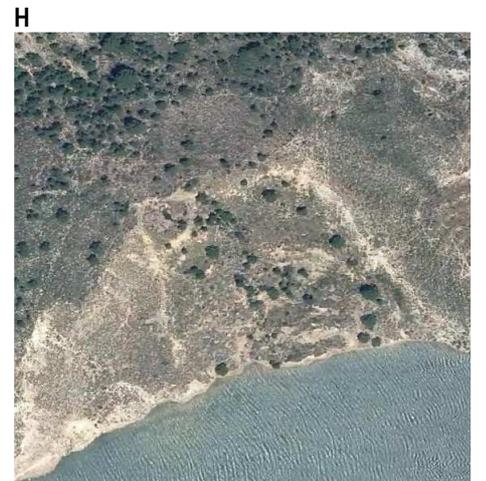
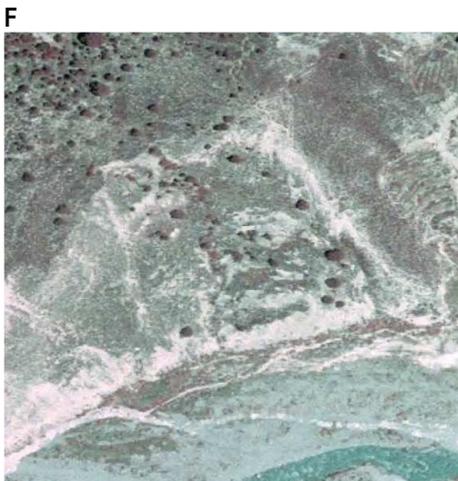
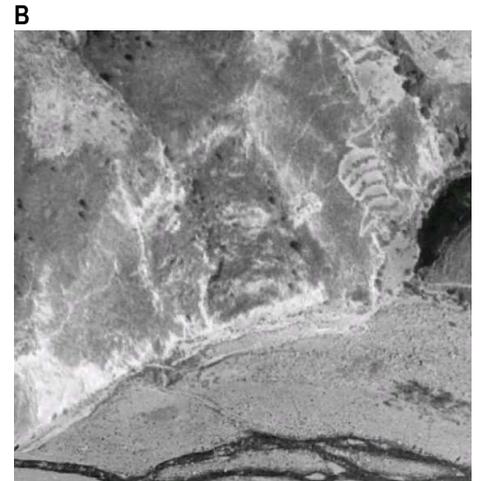
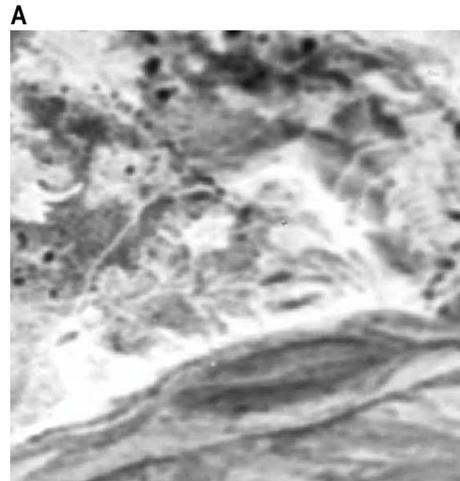
<b>Pte. VIEJO</b> referencia de las Imágenes	<b>A:</b> ortofoto Andalucía de 1956; Vuelo Americano	<b>B:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 77-78
<b>C:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 84-95	<b>D:</b> ortofoto digital color de Andalucía. Año 1998	<b>E:</b> ortofoto digital pancromática de Andalucía. Año 2001
<b>F:</b> ortofoto cuadrante SE And.; 0.5m color Infrarroj. Año 2004	<b>G:</b> ortofoto expedit. color cuadrante SE de Andalucía. Año 2008	<b>H:</b> ortofoto rigurosa color de Andalucía. Año 2010



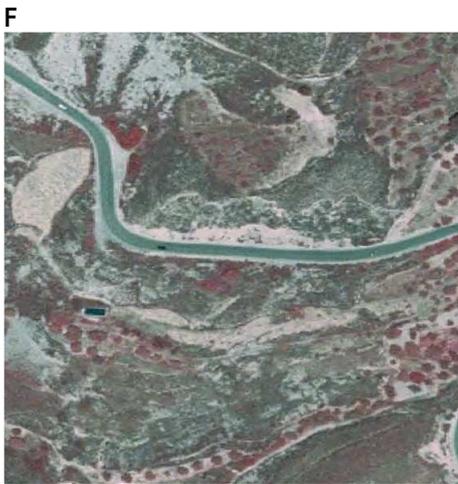
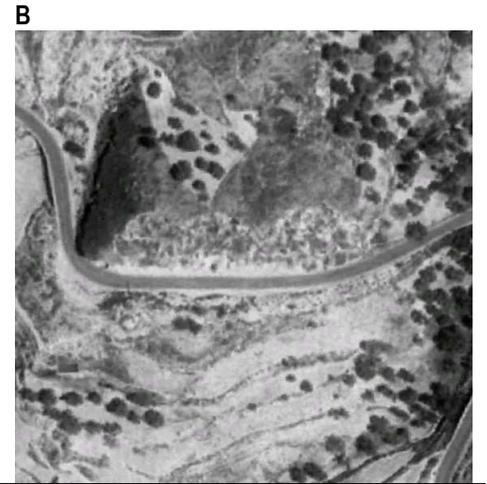
<b>CHUCA</b> referencia de las Imágenes	<b>A:</b> ortofoto Andalucía de 1956; Vuelo Americano	<b>B:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 77-78
<b>C:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 84-95	<b>D:</b> ortofoto digital color de Andalucía. Año 1998	<b>E:</b> ortofoto digital pancromática de Andalucía. Año 2001
<b>F:</b> ortofoto cuadrante SE And.; 0.5m color Infrarroj. Año 2004	<b>G:</b> ortofoto expedit. color cuadrante SE de Andalucía. Año 2008	<b>H:</b> ortofoto rigurosa color de Andalucía. Año 2010



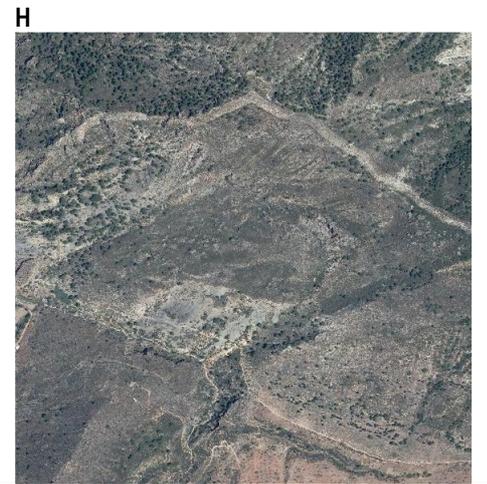
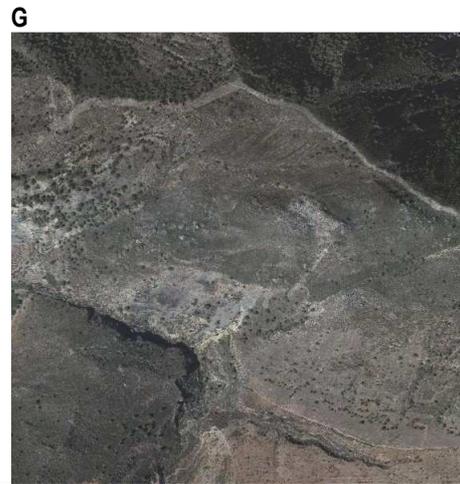
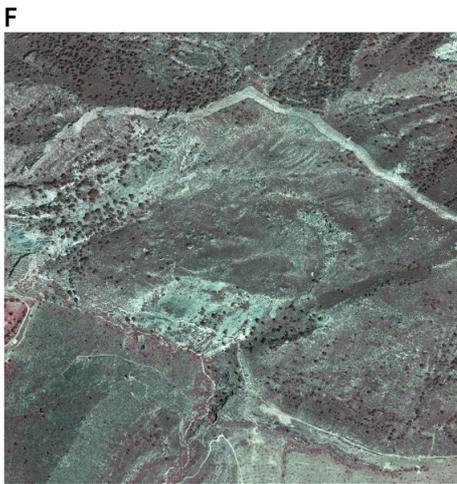
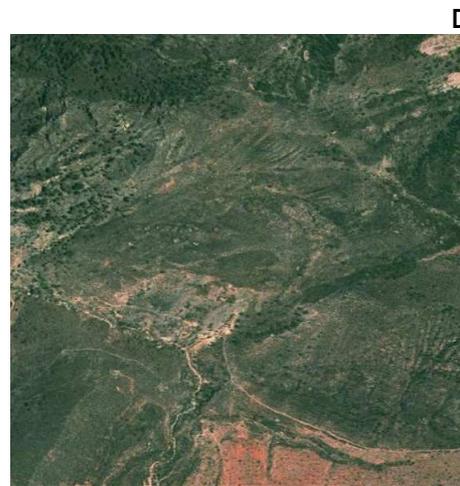
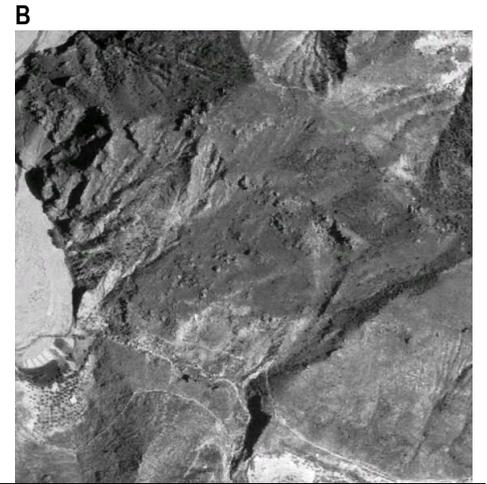
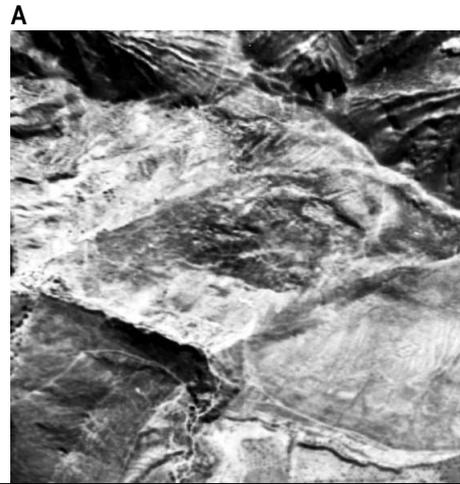
<b>BORINCHO</b> referencia de las Imágenes	<b>A:</b> ortofoto Andalucía de 1956; Vuelo Americano	<b>B:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 77-78
<b>C:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 84-95	<b>D:</b> ortofoto digital color de Andalucía. Año 1998	<b>E:</b> ortofoto digital pancromática de Andalucía. Año 2001
<b>F:</b> ortofoto cuadrante SE And.; 0.5m color Infrarroj. Año 2004	<b>G:</b> ortofoto expedit. color cuadrante SE de Andalucía. Año 2008	<b>H:</b> ortofoto rigurosa color de Andalucía. Año 2010



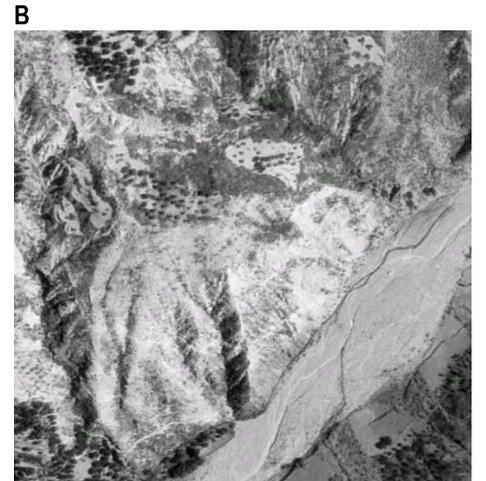
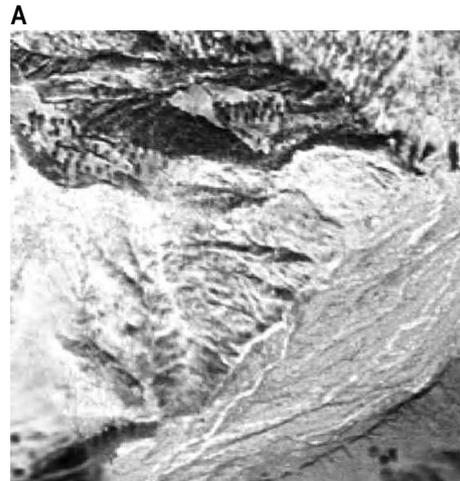
<b>MOJONERA</b> referencia de las Imágenes	<b>A:</b> ortofoto Andalucía de 1956; Vuelo Americano	<b>B:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 77-78
<b>C:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 84-95	<b>D:</b> ortofoto digital color de Andalucía. Año 1998	<b>E:</b> ortofoto digital pancromática de Andalucía. Año 2001
<b>F:</b> ortofoto cuadrante SE And.; 0.5m color Infrarroj. Año 2004	<b>G:</b> ortofoto expedit. color cuadrante SE de Andalucía. Año 2008	<b>H:</b> ortofoto rigurosa color de Andalucía. Año 2010



<b>TABLONES</b> referencia de las Imágenes	<b>A:</b> ortofoto Andalucía de <b>1956</b> ; Vuelo Americano	<b>B:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años <b>77-78</b>
<b>C:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años <b>84-95</b>	<b>D:</b> ortofoto digital color de Andalucía. Año <b>1998</b>	<b>E:</b> ortofoto digital pancromática de Andalucía. Año <b>2001</b>
<b>F:</b> ortofoto cuadrante SE And.; 0.5m color Infrarroj. Año <b>2004</b>	<b>G:</b> ortofoto expedit. color cuadrante SE de Andalucía. Año <b>2008</b>	<b>H:</b> ortofoto rigurosa color de Andalucía. Año <b>2010</b>



<b>ALMEGÍJAR</b> referencia de las Imágenes	<b>A:</b> ortofoto Andalucía de 1956; Vuelo Americano	<b>B:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 77-78
<b>C:</b> ortofoto dig. histórica pancromática de Andalucía. Años 84-95	<b>D:</b> ortofoto digital color de Andalucía. Año 1998	<b>E:</b> ortofoto digital pancromática de Andalucía. Año 2001
<b>F:</b> ortofoto cuadrante SE And.; 0.5m color Infrarroj. Año 2004	<b>G:</b> ortofoto expedit. color cuadrante SE de Andalucía. Año 2008	<b>H:</b> ortofoto rigurosa color de Andalucía. Año 2010



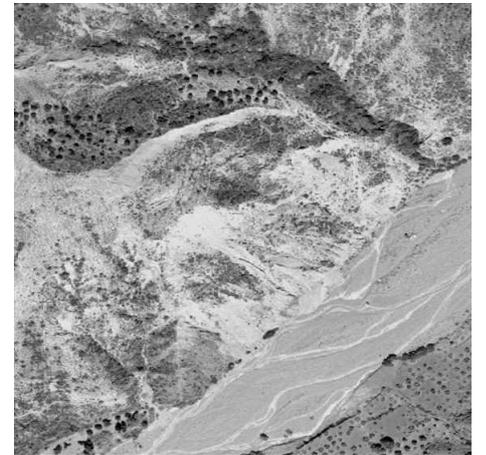
**C**



**D**



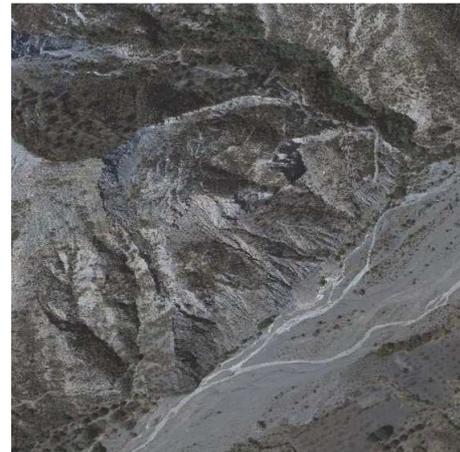
**E**



**F**



**G**



**H**



#### 4. ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD (H)

El paso siguiente, una vez se ha estimado la susceptibilidad a los movimientos de ladera de la zona de estudio, es el análisis de la peligrosidad. La peligrosidad natural (H) es la probabilidad de que un fenómeno potencialmente dañino suceda en una determinada zona y dentro de un periodo específico (Varnes, 1984). Sin embargo la peligrosidad no debe ser entendida únicamente en términos de probabilidad temporal, hay otros factores como el grado de desarrollo, la velocidad o la masa movilizada de los movimientos, que son proporcionales a la peligrosidad potencial de un movimiento de ladera (Chacón et al., 1996).

##### Frecuencia de los movimientos

Para asignar una probabilidad de ocurrencia de movimientos, la frecuencia de los movimientos, se ha de estudiar la probabilidad de ocurrencia del fenómeno o fenómenos que los originan, factores desencadenantes. El factor desencadenante más importante en la zona de estudio es la lluvia. Como se ha comentado con anterioridad, se han identificado 105 movimientos de ladera generados como consecuencia de las precipitaciones extraordinarias del año hidrológico 1996-1997. La precipitación media anual en la zona de estudio durante el año hidrológico 1996-1997 fue de 1097,8 mm (tabla 5). Aunque esta precipitación representó la máxima histórica en el 39% de las estaciones, se ha podido calcular un periodo de retorno de 25,5 años para una precipitación anual de 1100mm y 22,5 para 1000 mm. Este ultimo dato puede ser usado para evaluar la peligrosidad de cara a la seguridad y considerando que la mayoría de los movimientos de desencadenaron antes de que finalizara el año hidrológico. Por tanto la frecuencia es  $f=0,044$ .

**Tabla 5** Periodos de retorno en las 28 estaciones pluviométricas que se encuentran tanto dentro como en las inmediaciones del área de estudio.

STA. Estación; N. Registro; T. Periodo de retorno; 96-97. Precipitación anual en ese año; mx. Rc. Máximo del registro; 96=Rc. Coincidencia o no, del máximo del registro con la precipitación de ese año; me. Rc. Media del registro.

Lluvia Anual									
STA.	N años	T <sub>500 mm</sub>	T <sub>750 mm</sub>	T <sub>1000 mm</sub>	T <sub>1100 mm</sub>	96-97	mx. Rc.	96=Rc.	me. Rc.
28,0	36,6	1,7	8,0	22,5	25,5	1097,8	1191,5	39,3	607,6
Máxima en 24 horas anual									
STA.	N años	T <sub>50 mm</sub>	T <sub>75 mm</sub>	T <sub>100 mm</sub>	T <sub>150 mm</sub>	96-97	mx. Rc.	96=Rc.	me. Rc.
28,0	36,6	1,5	4,0	9,9	28,3	159,6	201,5	25,0	69,3

Para el análisis de la peligrosidad se han utilizado todos los movimientos a los que se le puede asignar una precipitación anual de 1000 mm como factor desencadenante. Por un lado los 105 movimientos de ladera generados en el año hidrológico 1996-1997, de los que se tiene un registro directo. Por otro lado se han seleccionado aquellos movimientos que por criterios fundamentalmente geomorfológicos, geométricos y por analogía con los 105 movimientos de los que se tiene evidencia directa, se les puede asignar una pluviometría anual de 1000 mm como factor desencadenante. Los criterios utilizados son la tipología del movimiento, dimensiones, profundidad del plano de rotura, y fundamentalmente actividad y grado de desarrollo del movimiento (WP/WLI, 1993; Chacón et al., 1996). En total se han utilizado 304 movimientos, divididos en 131

deslizamientos, 116 flujos de tierra y de derrubios, 38 desprendimientos y 19 movimientos complejos.

### Peligrosidad de la zona de estudio

Se ha realizado una estimación de la peligrosidad para cada tipo de movimiento, y también una peligrosidad general del área a los movimientos de ladera. No es igual de peligroso un flujo superficial que un desprendimiento, por tanto hay que considerar esta distinción. El resultado de la peligrosidad, según aconseja el apartado 7 de la guía para la zonación de la susceptibilidad, peligrosidad y riesgo a los movimientos de ladera para la ordenación del territorio, se expresa en 5 cinco clases de peligrosidad o descriptores, en función del porcentaje de terreno afectado por movimientos dividido por el periodo de retorno en años. Según las dimensiones medias y número de movimientos inventariados, el 100% de área afectada por movimientos de ladera equivaldría a un valor de unos 70 movimientos por kilómetro cuadrado. De esta forma define como clase de peligrosidad muy baja, cuando el área afectada por movimientos dividida entre el periodo de retorno en años es inferior a 0,01; baja cuando el valor está comprendido entre 0,01 y 0,1; moderada, 0,1-1,0; alta, 1,0-10 y muy alta para valores superiores a 10. Además, a diferencia del cálculo de la susceptibilidad, donde se consideran las roturas de los movimientos de ladera, para el cálculo de la peligrosidad se considera toda la zona afectada por el movimiento, rotura más acumulación, y así considerar la (travel distance).

La zonación de la peligrosidad coincide a grandes rasgos con la susceptibilidad, ya que gran parte de los movimientos se producen con precipitaciones iguales o menores a 1000 mm. La **tabla 6** muestra la distribución zonal en el área de las diferentes clases de peligrosidad y las **figuras 48, 49, 50 y 51** los diferentes mapas de peligrosidad.

Complejos				Desprendimientos			
Peligrosidad	%	% accum.	km <sup>2</sup>	Peligrosidad	%	% accum.	km <sup>2</sup>
Muy bajo	84,40	84,40	144,86	Muy bajo	88,48	88,48	151,86
Bajo	9,67	94,07	16,61	Bajo	6,85	95,33	11,76
					2,04	97,38	3,51
Moderado bajo	4,28	98,36	7,35	Moderado bajo	1,63	99,01	2,80
Moderado alto	0,35	98,71	0,60	Moderado alto	0,20	99,21	0,34
Alto bajo	0,77	99,47	1,31	Alto bajo	0,08	99,29	0,14
Alto alto	0,53	100,00	0,91	Alto alto	0,71	100,00	1,22
Flujos				Deslizamientos			
Peligrosidad	%	% accum.	km <sup>2</sup>	Peligrosidad	%	% accum.	km <sup>2</sup>
Muy bajo	70,17	70,17	1,20	Muy bajo	73,65	73,65	126,41
Bajo	18,01	88,18	0,31	Bajo	15,88	89,53	27,25
	9,90	98,08	0,17		9,23	98,76	15,84
Moderado bajo	1,36	99,44	0,02	Moderado bajo	0,70	99,46	1,20
Moderado alto	0,22	99,67	0,00	Moderado alto	0,36	99,82	0,62
Alto bajo	0,33	100,00	0,01	Alto bajo	0,18	100,00	0,31

**Table 6** Peligrosidad por tipología

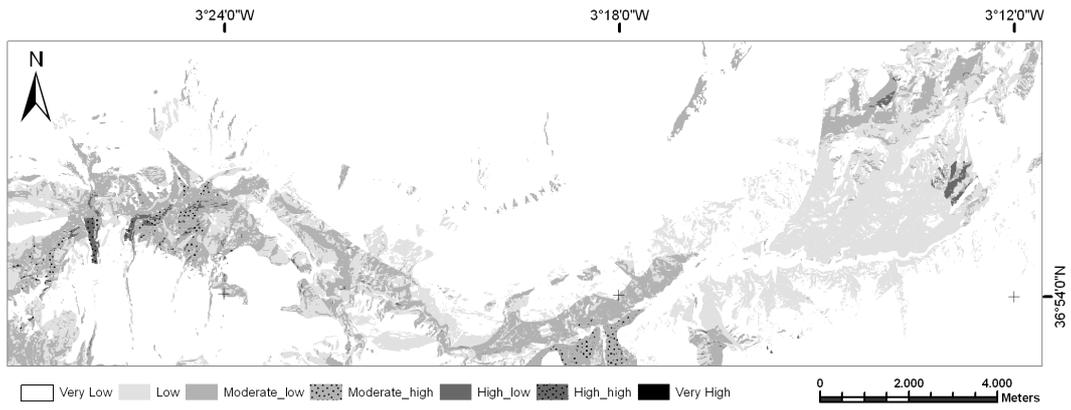


Figura 48 Peligrosidad por deslizamiento F=0.044

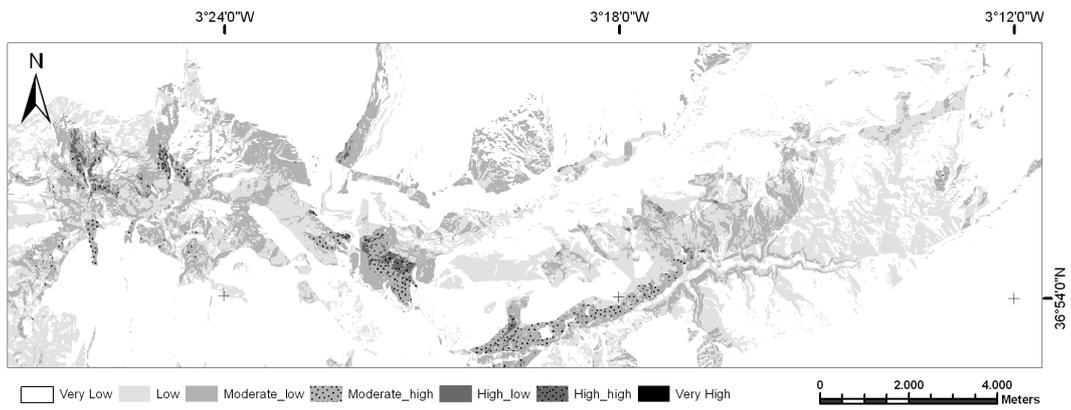


Figura 49 Peligrosidad por flujos F=0.044

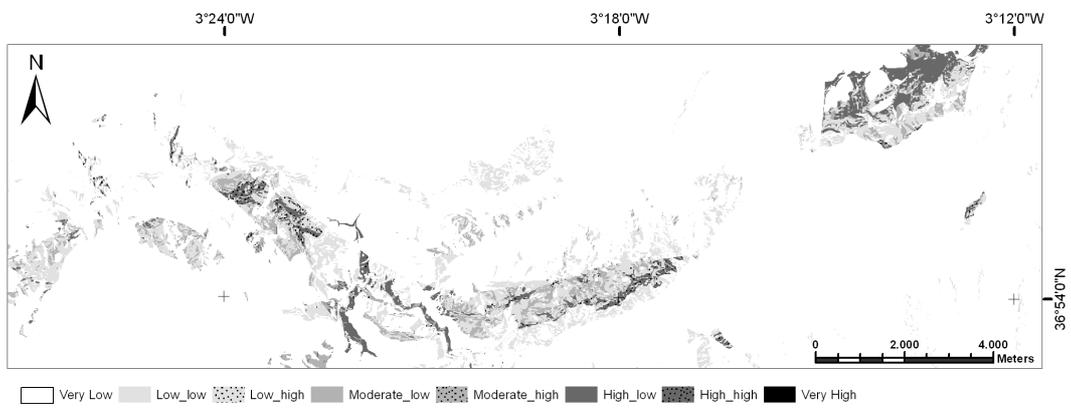


Figura 50 Peligrosidad por desprendimientos F=0.044

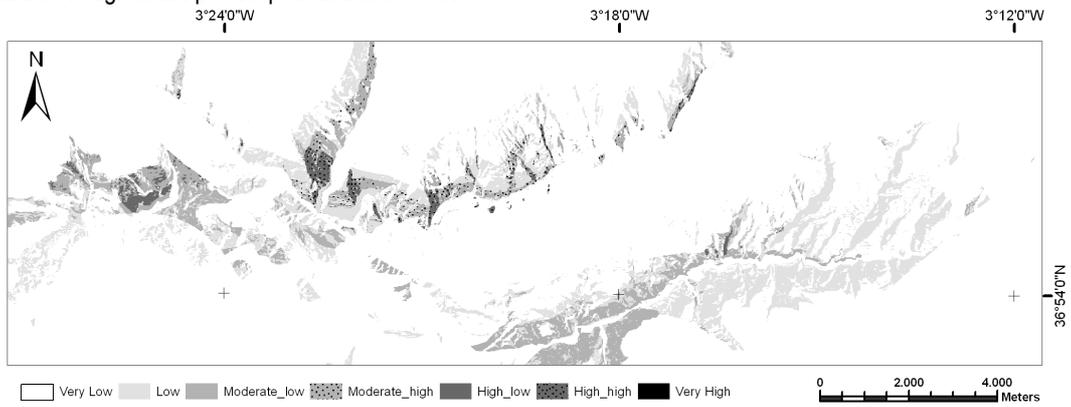


Figura 51 Peligrosidad por movimientos complejos F=0.044

## **Discusión y Conclusiones**

La frecuencia de los movimientos de ladera se ha estimado a partir de la frecuencia de las lluvias que los desencadenan. Y aunque los movimientos identificados han sido desencadenados por lluvias que suponen el máximo del registro en el 39% de las estaciones, se ha podido estimar un periodo de retorno de 22,5 años. No hay información histórica que permita afinar este periodo de retorno. Además mediante criterios geomorfológicos se ha asignado ese periodo de retorno a un total de 304 movimientos de ladera. Para la intensidad de los movimientos se ha utilizado el volumen de los mismos, la velocidad relativa y el grado de desarrollo en el caso de los deslizamientos. Estos datos, que son tomados por criterios geomorfológicos, dan buenos resultados, si bien la mayor o menor intensidad se utiliza para diferenciar zonas dentro de cada clase de peligrosidad. Para la representación de la peligrosidad se han utilizado los descriptores usados en la guía para la zonación de la susceptibilidad, peligrosidad y riesgo a los movimientos de ladera para la ordenación del territorio. En vez del número de movimientos por metro cuadrado por año, se expresa en área movilizada respecto a área total y año, como es conveniente trabajar mediante el método de la matriz. Según las dimensiones medias y número de movimientos inventariados, el 100% de área afectada por movimientos de ladera equivaldría a un valor de unos 70 movimientos por kilómetro cuadrado. La zona presenta peligrosidad mayor por deslizamientos y flujos.

# CAPÍTULO 6

## Resultados y Conclusiones Generales

Los mapas de susceptibilidad son herramientas preventivas que tienen la intención de minimizar el riesgo en áreas amenazadas. Debido a las implicaciones socioeconómicas en la prevención del riesgo, una cuestión importante es la calidad de estos mapas. En este sentido, los mapas de susceptibilidad deben derivar de un procedimiento adecuado y deben ser testados a través de una correcta validación. La herramienta presentada ofrece un procedimiento automático para el análisis, cartografía y posterior validación de la susceptibilidad a los movimientos de ladera. Por tanto, permite reducir el tiempo consumido en el proceso de desarrollo de aplicaciones SIG para la estimación de la susceptibilidad a los movimientos de ladera y su validación. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la calidad de los mapas elaborados por el GMM en comparación con otros realizados mediante técnicas de análisis estadístico bivariante. En general, el GMM efectivamente explica la distribución espacial de los movimientos de ladera que tienen lugar con posterioridad a la elaboración de los mapas. Una vez el mapa de susceptibilidad está elaborado y validado, es posible hacer una selección simple y rápida de los terrenos más apropiados para la ubicación o trazado de proyectos constructivos o de ingeniería, o áreas donde serían necesarios estudios de detalle. A pesar de todo, es crucial enfatizar la influencia de una adecuada aproximación ingenieril-geológica, así como un reconocimiento de campo y de fotointerpretación, con el objetivo de compilar la información básica para la prevención de los efectos de los movimientos de ladera: el inventario de movimientos de ladera, las capas temáticas relacionadas con los factores determinantes y también la información disponible acerca a los factores desencadenantes de los movimientos.

La susceptibilidad a los movimientos de ladera y los factores determinantes involucrados en la inestabilidad difieren para cada tipo de movimiento. En el ejemplo presentado en este trabajo, todos los movimientos de ladera se han considerado en conjunto, y por tanto, el mapa de susceptibilidad resultante no deriva de ningún tipo de movimiento en particular, más bien del inventario global. Esto puede ser adecuado sólo para una zonación inicial de la susceptibilidad, mientras que mapas de susceptibilidad más detallados se deben de preparar para procesar separadamente movimientos por tipología. En este trabajo, los datos básicos en el inventario de movimientos de ladera son las zonas de ruptura relativas a cada movimiento, esto es apropiado para estudios a escala de detalle (1:10.000 a 1:25.000). No obstante, a menores escalas, o cartografía regional (1:25.000 a 1:400.000), es posible usar toda la zona afectada por los movimientos de ladera (rotura más acumulación) como dato básico de entrada del inventario de movimientos de ladera: de hecho, el propósito de los mapas de poco detalle, es una aproximación para la identificación de zonas inestables que precisan localización de áreas que potencialmente puedan ser afectadas por nuevas zonas de rotura.

La vertiente meridional de Sierra Nevada estudiada presenta el 3,21% del total su área afectada por movimientos de ladera. Los movimientos de ladera predominantes son los deslizamientos y los flujos de derrubios, y en menor proporción, desprendimientos y movimientos complejos. Las litologías más afectadas son las filitas, los esquistos y los

mármoles. La mayoría de los movimientos presentan un grado de actividad dormido y se encuentran en fase de desarrollo.

La mayor parte del área está comprendida entre 1500 y 2000 m, presenta pendientes fuertes a muy fuertes y tiene menos de un 5% de su superficie orientada al norte.

La susceptibilidad a los movimientos de ladera en la cuenca del río Guadalfeo vertiente al embalse de Rules, calculada mediante el método de la matriz, es mayoritariamente baja. No obstante hay un 15 % de la zona con una susceptibilidad moderada a muy alta. Esta zona de mayor susceptibilidad a los movimientos de ladera se encuentra en el entorno de Órgiva. Se considera por tanto que el grado de afección que puede sufrir el embalse en el futuro, justifique el estudio y control de la estabilidad del terreno en el área. Los grados de ajuste calculados garantizan la fiabilidad del método.

Los resultados obtenidos implican cuestiones que considero importantes de tratar en el futuro. La más inmediata sería el análisis del riesgo asociado a los movimientos de ladera, una vez completada esta etapa preliminar, ya que hay elementos de riesgo en el entorno de las áreas de susceptibilidad alta a los movimientos de ladera.

Igualmente, la fisiografía de la zona invita a investigar las relaciones entre la inestabilidad y la geomorfología de la región, así como incorporar en el análisis los elementos cuantificadores de la tectónica activa.

La metodología desarrollada para la estabilidad de taludes rocosos consta de dos etapas: en primer lugar, un análisis cinemático frente a los diferentes tipos de rotura: plana, en cuña y por vuelco, desarrollado en un GIS. En una segunda etapa, se realiza un análisis probabilista de equilibrio límite en aquellos taludes donde se satisfacen las condiciones para la rotura cinemática. Por último, los resultados obtenidos se verifican mediante la comparación de la evaluación de la inestabilidad obtenida y las condiciones de inestabilidad observadas. En el caso de la zona de estudio, situada en la carretera nacional N-340 en el sur de España, el análisis cinemático indica que en 27 de los 40 taludes estudiados presentan condiciones geométricas adecuadas para la rotura. De estos 27 taludes, 7 presentan factores de seguridad inferiores a 1 frente a la rotura plana o por vuelco, de los cuales 5 presentan probabilidades de rotura del 100% con los parámetros estimados. El análisis de validación muestra que, en conjunto el 90% de los taludes estudiados presentan un ajuste adecuado con la estabilidad observada, lo que verifica la utilidad de la metodología propuesta para el análisis preliminar de las condiciones de estabilidad en taludes rocosos.

Por último, la frecuencia de los movimientos de ladera se ha estimado a partir de la frecuencia de las lluvias que los desencadenan. Y aunque los movimientos identificados han sido desencadenados por lluvias que suponen el máximo del registro en el 39% de las estaciones, se ha podido estimar un periodo de retorno de 22,5 años. No hay información histórica que permita afinar este periodo de retorno. Además mediante criterios geomorfológicos se ha asignado ese periodo de retorno a un total de 304 movimientos de ladera. Para la intensidad de los movimientos se ha utilizado el volumen de los mismos, la velocidad relativa y el grado de desarrollo en el caso de los deslizamientos. Estos datos, que son tomados por criterios geomorfológicos, dan buenos resultados, si bien la mayor o menor intensidad se utiliza para diferenciar zonas dentro de cada clase de peligrosidad. Para la representación de la peligrosidad se han utilizado

los descriptores usados en la guía para la zonación de la susceptibilidad, peligrosidad y riesgo a los movimientos de ladera para la ordenación del territorio. En vez del número de movimientos por metro cuadrado por año, se expresa en área movilizada respecto a área total y año, como es conveniente trabajar mediante el método de la matriz. Según las dimensiones medias y número de movimientos inventariados, el 100% de área afectada por movimientos de ladera equivaldría a un valor de unos 70 movimientos por kilómetro cuadrado. La zona presenta peligrosidad mayor por deslizamientos y flujos.



## BIBLIOGRAFÍA

- Abellán A, Calvet J, Vilaplana JM, Blanchard J (2010) Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology* 119:162-171. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.03.016
- Agencia Andaluza del Agua (2010) Registro de lluvia diaria para las estaciones situadas en la ventana de coordenadas 36.67-37.17° N y 2.8-3.85° W
- AGS (2000) Landslide risk management concepts and guidelines. Australian Geomechanics Society, Sub-committee on landslide risk management, p44
- Agterberg FP, Bonham-Carter GF, Cheng Q, Wright DF (1993) Weights of evidence modelling and weighted logistic regression for mineral potential mapping. In: Davis JC, Herzfeld UC (eds) *Computer in geology, 25 years of progress*. Oxford University Press, Oxford, pp13-32
- Agterberg FP, Bonham-Carter GF, Wright DF (1989) Weights of evidence modelling: a new approach to mapping mineral potential. In: Agterberg FP, Bonham-Carter GF (eds) *Statistical applications in the earth sciences*. *Geol Surv Can* 89(9):171-183
- Aksoy H, Ercanoglu M (2007) Fuzzified kinematic analysis of discontinuity-controlled rock slope instabilities. *Eng Geol* 89:206-219
- Alcántara-Ayala I (1999a) Modelling deep-seated slope failures in semi-arid southern Spain. *Geofis Int* 38(1):49-59
- Alcántara-Ayala I (1999b) The Torvizcón, Spain, landslide of February 1996: the role of lithology in a semi-arid climate. *Geofis Int* 38(3):175-184
- Alcántara-Ayala I (2000) Índice de susceptibilidad a movimientos del terreno y su aplicación en una región semiárida. *Rev Mex Cienc Geol* 17(1):66-75
- Aldaya F (1981) Mapa geológico de España, E. 1:50.000, 1056 (Albuñol). IGME, Madrid
- Aldaya F, Campos J, García-Dueñas V, González-Lodeiro F, Orozco M (1984) El contacto Alpujarrides / Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas. In: *El Borde Mediterráneo Español: Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas*. Universidad de Granada, Granada, pp18-20
- Aldaya F, Martínez-García D, Díaz de Federico A, Puga E, García-Dueñas V, Navarro-Vilá F (1979) Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja no. 1042. IGME
- Aleotti P, Chowdhury R (1999) Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bull Eng Geol Environ* 58(1):21-44. doi:10.1007/s100640050066
- Alestalo J (1971) Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105:1-140
- Arango JR, Blázquez R, Chacón J, López C (1995) Soil liquefaction potential induced by the Andalusian earthquake of 25 December 1884. *Nat Hazards* 12(1):1-17. doi:10.1007/BF00605278
- ArcGIS (2004) ESRI® ArcMapTM 9.0 License Type: ArcInfo. ESRI Inc
- Arco J (2010) Monitorización de movimientos de ladera mediante láser escáner -Peñón del Cuervo (Málaga)-. In: *Master universitario en ingeniería geológica aplicada a la obra civil, trabajo de investigación*, p107
- Aronoff S (1989) *Geographical Information System: a Management Perspective*. WDL Pub. Ottawa, Canada. p294
- Ayala FJ, Elizaga E, González de Vallejo LI (1987) Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España. IGME, Madrid, p134
- Ayalew L, Yamagishi H (2005) The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology* 65:15-31. doi:10.1016/j.geomorph.2004.06.010
- Azañón JM, Crespo Blanc A, García-Dueñas V (1997) Continental collision, crustal thinning and nappe-forming during the Pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alborán Domain, Betics) *J. Struct. Geol.* 19:1055-1071
- Azañón JM, García-Dueñas V, Martínez-Martínez JM, Crespo-Blanc A (1994) Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain). *Cr. Acad. Sci. Paris* 318(II):667-674

- Balanyá JC, García-Dueñas V (1987) Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Serie II* 304(15):929-932
- Balanyá JC, García-Dueñas V, Azañón JM, Sánchez-Gómez M (1997) Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics* 16 (2):226-238
- Barton N (1981) Shear strength investigation for surface mining. In: 3rd International Conference on stability surface mining, Vancouver
- Barton N (2008) Shear strength of rockfill, interfaces and rock joints, and their points of contact in rock dump design. In: Fourie A (ed) *Rock dumps*. Australian Centre for Geomechanics, Perth
- Bernardini F, Rushmeier HE (2002) The 3D Model Acquisition Pipeline. *Computer Graphics Forum* 21(2):149-172
- Blumenthal M (1927) Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Kordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Eclogae Geol. Helv.* 20:487-592
- Boehler W, Vicent MB, Marbs A (2003) Investigating laser scanner accuracy. In: The XIX CIPA Symposium Turkey, pp30-46
- Böhner J, McCloy KR, Strobl J (eds) (2006) *SAGA - Analysis and Modelling Applications*. Göttinger Geographische Abhandlungen. vol. 115, p130
- Bonham-Carter GF (1994) *Geographic Information Systems for Geoscientists: modelling with GIS*. Pergamon, Ottawa
- Bonham-Carter GF, Agterberg FP, Wright DF (1988) Integration of geological datasets for gold exploration in Nova Scotia. *Photogramm Eng Remote Sens* 54:1585-1592
- Boris D (1934) Sur la sphère vide. *Otdelenie Matematicheskikh i Estesvennykh Nauk*, Vol 7:793-800
- Bosque-Sendra J (1992) *Sistemas de información geográfica*. Ed Rialp SA, Madrid. ISBN: 84-321-3154-7
- Botzan TM, Mariño MA, Necula AI (1998) Modified de Martonne aridity index: application to the Napa Basin, California. *Phys Geogr* 19(1):55-70
- Braam RR, Weiss EEJ, Burrough PA (1987a) Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology. *Catena* 14:573-584
- Braam RR, Weiss EEJ, Burrough PA (1987b) Dendrogeomorphological analysis of mass movement. A technical note on the research method. *Catena* 14:585-589
- Brabb EE (1984) Innovative approaches to landslide hazard and risk mapping. In 4th International Symposium on Landslides, Toronto, Canada, vol. 1:307-323
- Brabb EE (1991) *The World Landslide Problem*, Episodes 14(1):52-61
- Brabb EE, Pampeyan EH, Bonilla MG (1972) Landslide susceptibility in San Mateo Country, California. U.S. Geological Survey, Field Studies Map MF-360, scale 1:62500
- Braga JC, Martín JM (1987) Distribución de las algas dasycladáceas en el Trías Alpujarride. *Cuadernos de Geología Ibérica* 11:475-489
- Brown ET, Ferguson GA (1979) Prediction of progressive hanging-wall caving, Gath's Mine, Rhodesia. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section A: Mining Technology* 88:a92-a107
- Bruce IG, Cruden DM, Eaton TM (1989) Use of a tilting table to determine the basic friction angle of hard rock samples. *Can Geotech J* 26(3):474-479
- Brunsdon D, Chandler H (1996) Development of an episodic landform change model based upon the Black Ven mudslide 1946-1995. In: Anderson MG, Brooks SM (eds) *Advances un Hillslope Processes*, Wiley, Chichester, UK 869-896
- Burrough P (1988) *Principles of geographical information systems for land resources assessment*. Oxford University Press, London, p194
- Canuti P, Casagli N (1996) Considerazioni sulla valutazione del rischio dei frana. Estratto da "Fenomeni Franosi e Centri Abitati". *Atti del Convegno di Bologna del 27 Maggio 1994. CNR-GNDCI-Linea 2 "Previsione e Prevenzione di Eventi Granosi a Grande Rischio"*. Pubblicazione no. 846

- Cardenal J, Delgado J, Mata E, González-Díaz A, Olague I (2006) Use of historical flight for landslide monitoring, Proceedings of Spatial Accuracy. In: 7th International Symposium on Spatial Accuracy Assessment in Natural Resources and Environmental Sciences. Lisboa, Portugal, 129-138
- Cardenal J, Delgado J, Mata E, González-Díaz A, Remondo J, Díaz JR, Francés E, Salas L, Bonachea J, Olague I, Felicísimo A, Chung CJ, Fabbri A, Soares A (2005). The use of digital photogrammetry techniques in landslide instability. In: International Symposium on Geodetic Deformation Monitoring: From Geophysical to Geodetic Roles, Jaen, Spain.
- Cardenal J, Mata E, Pérez JL, Delgado J, González-Díaz A, Díaz JR, Olague I (2008) Detección y cuantificación de cambios geomorfológicos a partir del análisis de vuelos históricos. Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica, GeoFocus (Artículos) 9:150-165. ISSN: 1578-5157
- Carrara A (1983) A multivariate model for landslide hazard evaluation. *Mathematical Geology* 15:403-426
- Carrara A (1988) Multivariate models for landslide hazard evaluation. A "black box" approach. Workshop on natural disasters in European Mediterranean Countries, Perugia, pp205-224
- Carrara A, Cardinali M, Detti R, Guzzetti F, Pasqui V, Reichenbach P (1991) GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surf Process Landf* 16(5):427-445. doi: 10.1002/esp.3290160505
- Carrara A, Cardinali M, Guzzetti F (1992) Uncertainty in assessing landslide hazard and risk, *ITC-Journal* 1992(2):172-183
- Carrara A, Cardinali M, Guzzetti F, Reichenbach P (1995) GIS technology in mapping landslide hazard. In: Carrara A, Guzzetti F (eds) *Geographical Information Systems in assessing natural hazards*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, pp135-175
- Carrara A, Crosta, GB, Frattini P (2003) Geomorphological and historical data in assessing landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (10):1125-1142
- Carrara A, Merenda L (1974) Metodologia per un censimento degli eventi franosi in Calabria. *Geol Applicata Idrogeologica* 9:237-255
- Carrara A, Pugliese-Carratelli E, Merenda L (1977) Computer-based data bank and statistical analysis of slope instability phenomena. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F* 21:187-222
- Carrasco RM, Pedraza J, Martín-Duque JF, Mattera M, Sanz MA, Bodoque JM (2003) Hazard zoning connected to torrential floods in the Jerte valley (Spain) by using GIS techniques. In: Chacon J, Corominas J (eds) *Special issue on Landslides and GIS*. *Nat Hazards* 30(3):361-381
- Cartografía militar de España (1996) Mapa general, Serie L, escala 1:50.000. Hojas: 1026-Padul; 1027-Güejar Sierra; 1028-Aldeire; 1041-Dúrcal; 1042-Lanjarón; 1043-Berja; 1055-Motril; 1056-Albuñol; 1057-Adra. Servicio Geográfico del Ejército
- Castillo A (2000) Parque Nacional de Sierra Nevada, clima e hidrología. Parque Nacional de Sierra Nevada, Canseco eds.
- Castillo A, Martín-Rosales W, Osorio R (1996) Erosión hídrica en la cuenca del río Guadalfeo (Granada); estudio comparativo de las metodologías de la U.S.L.E y Fournier. *Geogaceta* 19:142-145
- Chacón J (1988) Riesgos geológicos en Andalucía. II Congreso Geológico de España, Granada. vol. 2:507-515.
- Chacón J (1999) Riesgos naturales en el borde suroriental de la Depresión de Granada. *Ciclos Naturales y Desarrollo Sostenido*; Grupo Editorial Universitario, Granada. pp71-134
- Chacón J (2005) Mapas de zonas inestables y sistemas de información geográfica (SIG) In: Corominas J, Alonso E, Romana M, Hürlimann M (eds) VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Valencia, vol. 3:1196-1271
- Chacon J (2007) Landslide susceptibility, hazard & risk GIS mapping in the Betic Cordillera (Spain): areas with limited information about triggering factors. In: *Guidelines for Mapping Areas at Risk of Landslides*, ISPRA, p65
- Chacón J (2008) Los conceptos actuales de susceptibilidad, peligrosidad y riesgo, en la prevención de movimientos de ladera, con ejemplos de aplicaciones prácticas. In: Palmeiro do Amaral C, Eugenio de Lima R (coord) 44 Congresso Brasileiro de Geología, SP24. *Processos geológicos perigosos; riscos, desastres naturais e ambientais*, p43

- Chacón J (2009) Diacronía de los movimientos de ladera In: Alonso A, Corominas J, Hürlimann M (eds) VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Barcelona. vol 1:257-268
- Chacón J (2010) Riesgos Geológicos en la Cordillera Bética. In: Lamolda MA (coord.) Díaz E, Jiménez-Moreno F, Maurrasse JMR, Meléndez G, Christopher RP, Rodríguez-Tóvar FJ (eds) Geoevents, geological heritage and the role of the IGCP, pp255-268
- Chacón J, Corominas J (2003) Special issue on landslides and GIS. *Nat Hazards* 30(3):263-512
- Chacón J, Irigaray C, El Hamdouni R, Fernández T (1996a) Consideraciones sobre los riesgos derivados de los movimientos del terreno, su variada naturaleza y las dificultades de evaluación. In: Chacón J, Irigaray C (eds) 6th Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio; Riesgos Naturales, Ordenación del Territorio y Medio Ambiente, Granada, pp407-418
- Chacón J, Irigaray C, El Hamdouni R, Fernández T (1996b) From the inventory to the risk analysis: improvements to a large scale G.I.S. method. In: Chacón J, Irigaray C, Fernández T (eds) *Landslides*. Balkema, Rotterdam, pp 335-342
- Chacón J, Irigaray C, El Hamdouni R, Jiménez-Perálvarez JD (2010) Diachroneity of landslides. In: Williams AL, Pinches GM, Chin CY, McMorran TJ, Massey CI (eds) *Geologically Active*, vol 1: 999-1006. CRC Press/Balkema, Taylor & Francis Group. ISBN 978-0-415-60034-7
- Chacón J, Irigaray C, Fernández T (1992) Análisis regional de movimientos de ladera y riesgos derivados mediante sistemas de información geográfica. In: I Congreso: Los sistemas de información geográfica en la gestión territorial. Asociación Española de Sistemas de Información Geográfica y Territorial, Madrid, pp355-360
- Chacón J, Irigaray C, Fernández T (1993) Methodology for large scale landslide hazard mapping in a G.I.S. In: Seventh international conference and field workshop on landslides, vol 1. Bratislava, Eslovaquia, pp77-82
- Chacón J, Irigaray C, Fernández T (1994) Large to middle scale landslides inventory, analysis and mapping with modelling and assessment of derived susceptibility, hazards and risks in a GIS. In: Seventh IAEG international congress, vol 1. Balkema, Rotterdam, pp4669-4678
- Chacón J, Irigaray C, Fernández T, El Hamdouni R (2002) Susceptibilidad a los movimientos de ladera en el sector central de la Cordillera Bética. In: Ayala-Carcedo FJ, Corominas J (eds) *Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG. Fundamentos y Aplicaciones en España*, IGME Madrid. pp83-96
- Chacón J, Irigaray C, Fernández T, El Hamdouni R (2003) Susceptibilidad a los movimientos de ladera en el sector central de la Cordillera Bética. In: Ayala FJ, Corominas J (eds) *Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG. Fundamentos y Aplicaciones en España*. IGME, Madrid, pp83-96
- Chacón J, Irigaray C, Fernández T, El Hamdouni R (2006) Engineering geology maps: landslides and Geographical Information Systems (GIS). *Bull Eng Geol Environ* 65:341-411. doi:10.1007/s10064-006-0064-z
- Chacón J, Soria FJ (1992) Inventario y caracterización de movimientos de ladera en la vertiente septentrional de Sierra Nevada. III Simposio Nacional de Taludes y Laderas Inestables, La Coruña. vol. 1:149-160.
- Chen SH, Qing WX, Shahrour I (2007) Comparative study of rock slope stability analysis methods for hydropower projects. *Mechanics Research Communications* 34:63:68
- Christian JT, Ladd CC, Baecher GB (1994) Reliability applied to slope stability analysis. *J Geotech Eng ASCE* 120:2180-2207
- Chung CF, Fabbri AG (2003) Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping. *Nat Hazards* 30:451-472. doi:10.1023/B:NHAZ.0000007172.62651.2b
- Chung CF, Fabbri AG, Van Westen CJ (1995) Multivariate regression analysis for landslide hazards zonation. In: Carrara A, Guzzetti F (eds) *Geographical Information System in assessing natural hazards*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp107-134
- Chung CJ, Frabbri AG (1999) Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 65 (12):1389-1399
- Chuvieco E, Huete A (2010) *Fundamentals of Satellite Remote Sensing* Taylor & Francis Group - CRC Press, United States, p448. ISBN: 9780415310840
- Clerici A, Perego S, Tellini C, Vescovi P (2002) A procedure for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method. *Geomorphology* 48:349-364. doi:10.1016/S0169-555X(02)00079-X

- Coe JA, Godt JW, Baum RL, Bucknam RC, Michael JA (2004) Landslide susceptibility from topography in Guatemala. In: Lacerda WA, Ehrlich M, Fontoura SAB, Sayao ASF (eds) *Landslides: Evaluation and Stabilisation*, Taylor & Francis Group, London, pp69-78
- Concha-Dimas A, Campos-Vargas M, López-Miguel C (2007) Comparing heuristic and bivariate GIS-based methods for refining landslide susceptibility maps and northern Mexico City. *Environ Eng Geosci* 13(4):277-287. doi:10.2113/gsegeosci.13.4.277
- Corominas J (1987) Criterios para la confección de mapas de peligrosidad de movimientos de ladera. *Riesgos Geológicos, serie medioambiental, curso de Riesgos Geológicos, IGME*. Madrid, pp193-201
- Corominas J, Copons R, Vilaplana JM, Altimir J, Amigó J (2003) Integrated landslide susceptibility analysis and hazard assessment in the principality of Andorra. In: Chacon J, Corominas J (eds) *Special issue on Landslides and GIS*. *Nat Hazards* 30(3):421-435
- Corominas J, Moya J (2008) A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes. *Engineering Geology* 102:193-213
- Costanzo D (2012) *Statistical models for landslide susceptibility assessment: methodological issues and guidelines for Mediterranean context*. Tesis Doctoral. Departamento de Ciencias de la Tierra y el Mar, Universidad de Palermo; Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Granada. p174
- Costanzo D, Rotigliano E, Irigaray C, Jiménez-Perálvarez JD, Chacón J (2012) Factors selection in landslide susceptibility modelling on large scale following the gis matrix method: application to the river Beiro basin (Spain) *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12:327-340. doi:10.5194/nhess-12-327-2012
- Creber GT, Chaloner WG (1984) Influence of environmental factors on the wood structure of living and fossil trees. *The Botanical Review* 50:357-448
- Crespo Blanc A, Orozco M, García-Dueñas V (1994) Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics* 13:78-88
- Crosetto M, Crippa B, Biescas E (2005) Early detection and in-depth analysis of deformation phenomena by radar interferometry *Engineering Geology* 79(1-2):81-91
- Cross M (1998) Landslide susceptibility mapping using the Matrix Assessment approach: a Derbyshire case study. In: Maund JG, Eddlestone M (eds) *Geohazards in engineering geology*. The Geological Society, vol 15. *Engineering Geology Special Publications*, London, pp247-261
- Crozier MJ (1984) Field assessment of slope instability. In: Brundsen D, Prior DH (eds) *Slope instability*. Wiley, New York, pp103-142
- Crozier MJ (1986) *Landslides: causes, consequences and environment*. Croom Helm Publishers, Surrey Hills, London, p272
- Cruden DM, Varnes DJ (1996) Landslides types and processes. In: Turner AK, Schuster RL (eds) *Landslides: investigation and mitigation*. National Academic Press, Washington, DC, Sp-Rep 247:35-76
- Dai FC, Lee CF, Ngai YY (2002) Landslide risk assessment and management: an overview. *Engineering Geology* 64:65-87
- D'Angiuro Ivan (2006) Estimación de crecidas en la cuenca del río Guadalfeo vertiente al embalse de Rules (Granada). Proyecto de Master, Ingeniería Geológica Aplicada a la Obra Civil, p152
- Davis JC, Chung C, Ohlmacher G (2006) Two models for evaluating landslide hazards. *Comput Geosci* 32:1120-1127. doi:10.1016/j.cageo.2006.02.006
- De Martonne E (1926) Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. *La Meteorologie*, pp449-458
- De Martonne E (1942) Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité. *Annales de Géographie* 288:241-250
- DeGraff JV, Romesburg HC (1980) Regional landslide-susceptibility assessment for wildland management: a matrix approach. In: Coates DR, Vitek JD (eds) *Thresholds in geomorphology*, vol 19. Alien & Unwin, Boston, pp401-414
- Delacourt C, Allemand P, Berthier E, Raucoules D, Casson B, Grandjean P, Pambrun C, Varel E (2007) Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics: A review. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 178:89-100. doi: 10.2113/gssgfbull.178.2.89

- Delgado J, Vicente F, García-Tortosa F, Alfaro P, Estévez A, Lopez-Sanchez JM, Tomás R, Mallorquí JJ (2011) A deep seated compound rotational rock slide-rock spread in SE Spain: structural control and D-InSAR monitoring Geomorphology, in press; doi: 10.1016/j.geomorph.2011.02.019
- Diario Ideal de Granada (1932-2011) Hemeroteca
- Didon J, Duran-Delga M, Kornprobst J (1973) Homologues géologiques entre les deux rives du Detroit de Gibraltar. Bull. Soc. Geol. France, vol. 15:17-115
- Dikau R, Schrott L (1999) The temporal stability and activity of landslide in Europe with respect to climatic change (TESLEC): main objectives and results. Geomorphology 30:1-12
- Diputación de Granada - Instituto Geológico Minero de España (2007) Atlas de Riesgos Naturales en la Provincia de Granada, Ferrer M (dir). p190, ISBN: 978-84-7807-438-9, Dep. Legal: M-16007-2007
- Durand-Delga M, Foucault A (1967) La Dorsale Bétique nouvel element paleogeograpuique et structural des Cordillères Bétiques, au bord Sud de la Sierra Arana (prov. Granada). Bull. Soc. Geol. France, vol 9:223-228
- Edlin H, Nimmo M (ed.) (1987) Enciclopedia Blume de los árboles y bosques del mundo. Blume, p255
- Egeler CG (1964) On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). Geologische Rundschau 53:260-269
- El Hamdouni R (2001) Estudio de Movimientos de Ladera en la Cuenca del Río Ízbor mediante un SIG: Contribución al Conocimiento de la Relación entre Tectónica Activa e Inestabilidad de Vertientes. Unpublished PhD Thesis. Department of Civil Engineering. University of Granada, Spain
- El Hamdouni R, Irigaray C, Fernández T, Chacón J, Keller EA (2008) Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology 96(1-2): 150-173. doi:10.1016/j.geomorph.2007.08.004
- El Hamdouni R, Irigaray C, Fernández T, Sanz de Galdeano C, Chacón J (1997a) Exposición a Riesgos derivados de movimientos de ladera en el entorno de las Albuñuelas (Granada): Incidencia de las lluvias de Noviembre a Enero de 96/97. In: Alonso E, Corominas J, Chacón J, Oteo C, Pérez J (eds) IV Simposio Nacional de Taludes y Laderas Inestables, Granada. vol. 1:15-26.
- El Hamdouni R, Irigaray C, Fernández T, Sanz de Galdeano C, Chacón J (1997b) Inventario de movimientos de ladera en el entorno del embalse de Béznar (Granada) . In: Alonso E, Corominas J, Chacón J, Oteo C, Pérez J (eds) IV Simposio Nacional de Taludes y Laderas Inestables, Granada. vol. 1:731-740.
- Ermini L, Catani F, Casagli N (2005) Artificial neural networks applied to landslide susceptibility assessment. Geomorphology 66:327-343. doi:10.1016/j.geomorph.2004.09.025
- ESRI (2004) What is ArcGIS®? ESRI Press, Redlands, California. p125
- ESRI (2009) ArcGIS Desktop 9.3. Environmental Systems Research Institute, Inc (ESRI) <http://www.esri.com>
- Falot P (1948) Les Cordillères Bétiques. Estudios Geológicos IV:83-172
- Fantucci R, McCord A (1995) Reconstruction of landslide dynamics with dendrochronological methods. Dendrochronologia 13:43-58
- Fantucci R, Sorriso-Valvo M (1999) Special issue: Temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (Teslec). Schrott L, Pasuto A (ed.) Elsevier, p211
- Farmer IW (1968) Engineering properties of rocks. Spon Ltd, London
- Felcísimo AM (1994) Modelos digitales del terreno: principios y aplicaciones en las ciencias ambientales. Ed Pentalfa. ISBN: 84-7848-475-2
- Fell R (1994) Landslide risk assessment and acceptable risk. Can Geotech J 31(2):261-272. doi:10.1139/t94-031
- Fell R, Corominas J, Bonnard C, Cascini L, Leroi E, Savage WZ on behalf of the JTC-1 Joint Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes (2008a) Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. Engineering Geology 102(3-4):85-98. doi:10.1016/j.enggeo.2008.03.022
- Fell R, Corominas J, Bonnard C, Cascini L, Leroi E, Savage WZ on behalf of the JTC-1 Joint Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes (2008b) Commentary. Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. Engineering Geology 102(3-4):99-111. doi:10.1016/j.enggeo.2008.03.014

- Fernández P (2009) Determinación de movimientos verticales del terreno mediante técnicas de interferometría radar DInSAR Tesis Doctoral, Universidad de Granada, p212. ISBN: 978-84-692-5962-0
- Fernández P, Irigaray C, Jiménez-Perálvarez J, El Hamdouni R, Crosetto M, Monserrat O, Chacón J (2009) First delimitation of areas affected by ground deformations in the Guadalfeo River Valley and Granada metropolitan area (Spain) using the DInSAR technique. *Eng Geol* 105(1-2):84-101. doi:10.1016/j.enggeo.2008.12.005
- Fernández T (2001) Cartografía, análisis y modelado de la susceptibilidad a los movimientos de ladera en macizos rocosos mediante SIG: Aplicación a diversos sectores del sur de la provincia de Granada. Unpublished PhD Thesis, Department of Civil Engineering, University of Granada, Spain, p648
- Fernández T, Delgado J, Cardenal J, Irigaray C, El Hamdouni R, Chacón J (2006) Improvement of positional accuracy of a landslide database digital using digital photogrammetry techniques. In: 7th International Symposium on Spatial Accuracy Assessment in Natural Resources and Environmental Sciences. Lisboa, Portugal, 139-149
- Fernández T, Irigaray C, Chacón J (1996a) Inventario de movimientos de ladera en la vertiente N de La Contraviesa mediante un SIG. In: Chacón J, Rosúa JL (eds) 1a Conferencia Internacional Sierra Nevada, Granada. vol. 1:297-317.
- Fernández T, Irigaray C, Chacón J (1996b) Inventario de movimientos de ladera en el borde noreste de la Sierra de los Guájares (Granada) mediante un SIG. In: Chacón J, Irigaray C (eds) 6º Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio: Riesgos Naturales, Ordenación del Territorio y Medio Ambiente, Granada. vol. 1:419-441.
- Fernández T, Irigaray C, Chacón J (1996b) Inventario de movimientos de ladera en la vertiente N de La Contraviesa mediante un SIG. In: Chacón J, Rosúa JL (eds) 1ª. Conferencia Internacional Sierra Nevada, Granada. vol. 1:297-317
- Fernández T, Irigaray C, El Hamdouni R, Chacón J (1997) Validación de un método de cartografía de movimientos de ladera y susceptibilidad mediante un SIG en un sector de las cuencas de los ríos Guadalfeo e Izbor (Granada). In: Alonso E, Corominas J, Chacón J, Oteo C, Pérez J (eds) IV Simposio Nacional de Taludes y Laderas Inestables, Granada. vol. 1:51-63.
- Fernández T, Irigaray C, El Hamdouni R, Chacón J (2003) Methodology for landslide susceptibility mapping by means of a GIS. Application to the Contraviesa area (Granada, Spain). *Nat Hazards* 30(3):297-308. doi:10.1023/B:NHAZ.0000007092.51910.3f
- Fernández T, Irigaray C, El Hamdouni R, Chacón J (2008) Correlation between natural slope angle and rock mass strength rating in the Betic Cordillera, Granada, Spain. *Bull Eng Geol Environ* 67(2):153-164. doi:10.1007/s10064-007-0118-x
- Fernández T, Pérez JL, Cardenal J, Delgado J, Irigaray C, Chacón J (2011) Evolution of a diachronic landslide by comparison between different DEMs obtained from Digital Photogrammetry Techniques in Las Alpujarras (Granada, Southern Spain). In: Conference of Geoinformation for Disaster Management (GI4DM). Antalya, Turquía.
- Ferrer-Gijón M, García López-Dávila JC (2005) Análisis de la vulnerabilidad por movimientos de ladera: Desarrollo de metodologías para la evaluación y cartografía de la vulnerabilidad, IGME. Madrid, p220
- Flageollet JC (1996) The time dimension in the study of mass movements. *Geomorphology* 15(3-4):185-190
- Franklin JA, Dusseault MB (1989) Rock engineering. McGraw-Hill, New York
- Frattini P, Crosta GB, Fusi N, Dal Negro P (2004) Shallow landslides in pyroclastic soils: a distributed modelling approach for hazard assessment. *Eng Geol* 73(3-4):277-295
- Fritts HC (1976) Tree rings and climate. Academic Press, p576
- Fritts HC, Smith DG, Cardis JW, Budelsky CA (1965) Tree-ring characteristics along a vegetation gradient in northern Arizona. *Ecology* 46:393-401
- Fruneau B, Achache J, Delacourt C (1996) Observation and modelling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry *Tectonophysics* 265(3-4):181-190
- Gabriel AK, Goldstein RM, Zebker HA (1989) Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry *J. Geophys. Res.*, 97(B7):9183-9191
- Galindo Zaldívar J, González Lodeiro F, Jabaloy A (1989) Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain) *Geodinamica Acta* 3:73-85

- García-Dueñas V, Martínez-Martínez JM (1988) Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán: el despegue Extensional de Filabres (Béticas orientales) *Geogaceta* 5:53-55
- Gens R, Van Genderen JL (1996) SAR Interferometry. Issues, techniques, applications *International Journal of Remote Sensing* 17:1803-1835
- Glade T, Anderson MG, Crozier MJ (eds) (2005) *Landslide risk assessment*. Wiley, Chichester, p832
- Gokceoglu C, Sonmez H, Ercanoglu M (2000) Discontinuity controlled probabilistic slope failure risk maps of the Altindag (settlement) region in Turkey. *Eng Geol* 55(4):277-296
- Gómez-Pugnaire MT, Galindo-Zaldívar J, Rubatto D, González-Lodeiro F, López V, Jabaloy A (2004) A reinterpretation of the Nevado-Filábride and Alpujárride complexes (Betic Cordillera): field, petrography and U-Pb ages from orthogneisses (western Sierra Nevada, S Spain). *Schweiz Miner Petrogr Mitt* 84(3):303-322
- Goodchild MF (1986) *Spatial autocorrelation*, CATMOG 47. Geo Books, Norwich, p56
- Goodman RE (1989) *Introduction to rock mechanics*. Wiley, New York
- Goodman RE, Bray JW (1976) Toppling of rock slopes. In: *Proceedings of the specialty conference on rock engineering for foundations and slopes*. American Society of Civil Engineers (ASCE), New York, pp 201-223
- Griffith DV, Lane PA (1999) Slope stability analysis by finite element. *Geotechnique* 49(3):387-403
- Günther A, Carstensen A, Pohl W (2004) Automated sliding susceptibility mapping of rock slopes. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 4(1):95-102
- Guzzetti F (2002) Landslide hazard assessment and risk evaluation: overview, limits and prospective. *Proceedings 3rd MITCH Workshop Floods, Droughts and Landslides*, pp24-26
- Guzzetti F, Cardinali M, Reichenbach P (1996) The influence of structural setting and lithology on landslide type and pattern. *Environ Eng Geosci* 2(4):531-555
- Guzzetti F, Carrara A, Cardinali M, Reichenbach P (1999) Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology* 31(1-4):181-216. doi:10.1016/S0169-55X(99)00078-1
- Guzzetti F, Reichenbach P, Ardizzone F, Cardinali M, Galli M (2006) Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology* 81(1-2):166-184. doi:10.1016/j.geomorph.2006.04.007
- Guzzetti F, Reichenbach P, Cardinali M, Galli M, Ardizzone F (2005) Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology* 72(1-4):272-299. doi:10.1016/j.geomorph.2005.06.002
- Hammond CJ, Prellwitz RW, Miller SM (1992) Landslides hazard assessment using Monte Carlo simulation. In: Bell DH (ed) *Proceedings of 6th international symposium on landslides*, Christchurch, New Zealand, Balkema, 2, pp251-294
- Hansen A (1984) Landslide hazard analysis. In: Brunnsden D, Prior DB (eds) *Slope Instability*, Wiley & Sons, New York, pp523-602
- Hanssen R (2001) *Radar interferometry. Data interpretation and error analysis*. Kluwer Academics Publisher. The Netherlands
- Harr ME (1987) *Reliability-based design in civil engineering*. McGraw-Hill, New York
- Hervás J (ed) (2007) *Guidelines for Mapping Areas at Risk of Landslides in Europe*. Proceedings of the Experts Meeting held on 23-24 October 2007, Institute for Environment and Sustainability, Joint Research Centre (JRC), Ispra, Italy, p60 ISBN 978-92-79-08200-9 DOI 10.2788/63147
- Hoek E (2007) *Practical rock engineering*. Rocscience-Hoek's Corner, p313 [http://www.rocscience.com/education/hoeks\\_corner](http://www.rocscience.com/education/hoeks_corner)
- Hoek E, Bray JW (1981) *Rock slope engineering*. Institution of Mining and Metallurgy, London
- Hudson JA, Priest SD (1983) Discontinuity frequency in rock masses. *Int J Rock Mech Mining Sci Geomech Abst* 20(2):73-89
- Huising EJ, Gomes LM (1998) Errors and accuracy estimates of laser data acquired by various laser scanning systems for topographic applications. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 53:245-261 doi: 10.1016/S0924-2716(98)00013-6

- Hupp CR (1983) Geo-botanical evidence of Lake Quaternary mass wasting in block field areas of Virginia. *Earth Surface Processes* 8:121-128
- Hupp CR, Osterkamp WR, Thornton JL (1987) Debris-flow activity and associated hazards on Mount Shasta, northern California. United States Government Printing Office, paper 1396-B. B1-B39
- IAG, Instituto Andaluz de Geofísica (2005) Actividad sísmica en la ventana de coordenadas 36.67-37.17° N y 2.8-3.85° W, periodo 1910-2005
- Iavarone A (2002) Laser Scanner Fundamentals. *Professional Surveyor Magazine* 22(9)
- ICA (Instituto de cartografía de Andalucía) (1999) Mapa Digital de Andalucía 1:10.000, hoja 1042. Junta de Andalucía, Seville, 1 digital map
- ICA, Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (1995) Fotografía Aérea; hojas topográficas 1:50.000 (serie L) 1027-Güejar-Sierra; 1028-Aldeire; 1042-Lanjarón; 1043-Beja; 1057-Albuñol. Consejería de Economía, Innovación, Ciencia y Empleo, Junta de Andalucía.
- ICA, Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (2004) Ortografía digital de Andalucía; hojas topográficas 1:50.000 (serie L) 1027-Güejar-Sierra; 1028-Aldeire; 1042-Lanjarón; 1043-Beja; 1057-Albuñol. Consejería de Economía, Innovación, Ciencia y Empleo, Junta de Andalucía. ISBN: 84-8095-393-4
- ICA, Instituto de Estadística y Cartografía de Andalucía (2007) Mapa Topográfico de Andalucía; hojas topográficas 1:50.000 (serie L) 1027-Güejar-Sierra; 1028-Aldeire; 1042-Lanjarón; 1043-Beja; 1057-Albuñol. Consejería de Economía, Innovación, Ciencia y Empleo, Junta de Andalucía.
- IGME, Instituto Geológico y Minero de España, Plan de Cartografía Continua GEODE (2011). Cartografía Geológica MAGNA, Mapa Geológico de España 1:50,000. Padul, hoja 1026 (González Donoso JM et al. 1980); Güejar Sierra, hoja 1027 (Díaz de Federico A et al. 1980); Aldeire, hoja 1028 (Díaz de Federico A et al. 1981); Dúrcal, hoja 1041 (Avidad Castañeda J et al. 1981); Lanjarón, hoja 1042 (Ayala Valverde F et al. 1979); Berja, hoja 1043 (Ayala Valverde F et al. 1983); Motril, hoja 1055; Albuñol, hoja 1056; Adra, hoja 1057 (Ayala Valverde F et al. 1983)
- Iman RL, Davenport JM, Zeigler DK (1980) Latin Hypercube sampling (a program user's guide). Technical Report SAND 79-1473. Sandia Laboratories, Albuquerque
- INM, Instituto Nacional de Meteorología (2007) Registro de lluvia diaria para las estaciones situadas en la ventana de coordenadas 36.67-37.17° N y 2.8-3.85° W
- Iovine G, Di Gregorio S, Lupiano V (2003a) Assessing debris-flow susceptibility through cellular automata modelling: an example from the May 1998 disaster at Pizzo d'Alvano (Campania, southern Italy). In: Rickenmann D, Chen CL (eds) *Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction and assessment*. Proceedings of 3rd DFHM international conference, Davos, Switzerland, September 2003, vol 1. Millpress Science Publishers, Rotterdam, pp623-634
- Iovine G, Di Gregorio S, Lupiano V (2003b) Debris-flow susceptibility assessment through cellular automata modeling: an example from 15-16 December 1999 disaster at Cervinara and San Martino Valle Caudina (Campania, southern Italy). *Nat Hazards Earth Syst Sci* 3:457-468
- Irigaray C (1995) Movimientos de Ladera: Inventario, Análisis y Cartografía de la Susceptibilidad Mediante un Sistema de Información Geográfica. Aplicación a las Zonas de Colmenar (Málaga), Rute (Córdoba) y Montefrío (Granada). Unpublished PhD Thesis, Department of Civil Engineering, University of Granada, Spain, p578
- Irigaray C, Chacón J (2002) Métodos de análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante SIG. In: Ayala FJ, Corominas J (eds) *Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG*. Fundamentos y Aplicaciones en España, IGME, Madrid. pp21-36
- Irigaray C, El Hamdouni R, Jiménez-Perálvarez JD, Fernández P, Chacón J (2010) GIS application to a kinematics analysis and slope stability assessment of slope cuts on rock massifs along a national road in Southern Spain. In: Williams et al (eds) *Geologically Active*. Taylor and Francis Group, London, pp 1949-1957
- Irigaray C, El Hamdouni R, Jiménez-Perálvarez JD, Fernández P, Chacón J (2012) Spatial stability of slope cuts in rock massifs using GIS technology and probabilistic analysis. *Bull Eng Geol Environ*, Online First™. DOI 10.1007/s10064-011-0414-3
- Irigaray C, Fernández T, Chacón J (1996) Metodología de análisis de factores determinantes de movimientos de ladera mediante un SIG. Aplicación al Sector de Rute (Córdoba, España). In: Chacón J, Irigaray C (eds) *6th Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio; Riesgos Naturales, Ordenación del Territorio y Medio Ambiente*, Granada, pp55-74

- Irigaray C, Fernández T, Chacón J (2003) Preliminary rock-slope-susceptibility assessment using GIS and the SMR classification. *Nat Hazards* 30:309-324
- Irigaray C, Fernández T, El Hamdouni R, Chacón J (1999) Verification of landslide susceptibility mapping. A case study. *Earth Surf Proc Land* 24(6):537-544. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199906)24:6<537:AID-ESP965>3.0.CO;2-6
- Irigaray C, Fernández T, El Hamdouni R, Chacón J (2007) Evaluation and validation of landslide-susceptibility maps obtained by a GIS matrix method: examples from the Betic Cordillera (southern Spain). *Nat Hazards* 41(1):61-79. doi:10.1007/s11069-006-9027-8
- Irigaray C, Lamas F, El Hamdouni R, Fernández T, Chacón J (2000) The importance of the precipitation and the susceptibility of the slopes for the triggering of landslides along the roads. *Nat Hazards* 21(1):65-81. doi:10.1023/A:1008126113789
- Jabaloy A, Galindo-Zaldívar J, González Lodeiro F (1993) The Alpujarride-Nevaldo-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.* 15(3-5):555-569
- Jibson RW, Harp EL, Michael JA (2000) A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazards maps. *Engineering Geology* 58:271-289
- Jiménez-Perálvarez JD, Irigaray C, El Hamdouni R, Chacón J (2009) Building models for automatic landslide-susceptibility analysis, mapping and validation in ArcGIS. *Nat Hazards* 50(3):571-590. doi:10.1007/s11069-008-9305-8
- Jiménez-Perálvarez JD, Irigaray C, El Hamdouni R, Fernández T, Chacón J (2005) Rasgos geomorfológicos y movimientos de ladera en la cuenca alta del río Guadalfeo, sector Cádiar-Órgiva (Granada). In: Alonso E, Corominas J (eds) VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia, Spain, pp891-902
- Jiménez-Perálvarez JD, Irigaray C, El Hamdouni R, Fernández T, Fernández P, Chacón J (2009) Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante ModelBuilder™ (ArcGIS®): la herramienta L-SVm. Un ejemplo de la cuenca del río Guadalfeo (Granada). In: Alonso E, Corominas J Hürlimann (eds) VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Barcelona, Spain. vol 2:793-804
- Junta de Andalucía (2005) Modelo Digital del Terreno de Andalucía. Consejería de Obras Públicas y Transportes, Consejería de Agricultura y Pesca, Consejería de Medio Ambiente. ISBN: 84-96329-34-8
- Keller EA, Sanz de Galdeano C, Chacón J (1996) Tectonic geomorphology and earthquake hazard of Sierra Nevada, Southern Spain. In: Chacón J, Rosúa JL (eds) 1a Conferencia Internacional Sierra Nevada. Granada, pp201-218
- Kemp LD, Bonham-Carter GF, Raines GL, Looney CG (2001) Arc-SDM: Arcview extension for spatial data modelling using weights of evidence, logistic regression, fuzzy logic and neural network analysis. U.S. Geological Survey, Geological Survey of Canada
- Kienholz H (1978) Geomorphology and natural hazards of Grindewald, Switzerland, scale 1:10,000. *Artic and Alpine Research* 10(2):169-184.
- Kienholz H, Bichsel M, Grunder M, Mool P (1983) Kathmandu-Kakani area, Nepal: mountain hazards and slope stability map. Mountain hazards mapping project map 4 (scale 1:10.000). United Nations University, Tokyo
- Kim KS, Park HJ, Lee S, Woo I (2004) Geographic information system (GIS) based stability analysis of rock cut slope. *Geosci J* 8(4):391-400
- Klees R, Massonnet D (1999) Deformation measurements using SAR interferometry: potential and limitations. *Geologie en Mijnbouw* 77:161-176
- Köppen W (1936) Das geographische system der klimate. In: Köppen and Geiger (eds) *Handbuch der klimatologie*, 1C. Gebrüder borntraeger, Berlin
- Kovári K, Fritz P (1975) Stability analysis of rock slopes for plane and wedge failure with the aid of a programmable pocket calculator. In: 16th symposium Rock merchandise. ASCE, Minneapolis
- Kraus K (1992) Photogrammetry, volume 1: Fundamental and Standard Processes. Ed. Dümmler, p397
- Kumsar H, Aydan Ö, Ulusay R (2000) Dynamic and static stability assessment of rock slopes against wedge failures. *Rock Mech Rock Eng* 33:31-51

- Lang R (1915) Versuch einer exakten Klassifikation der Böden in klimatischer und geologischer Hinsicht. *Int Mittig. f. Bodenkunde* 5:312-346
- Lang R (1920) *Verwitterung und bodenbildung als einfurhung in die boedenkunde*. Stuttgart.
- Lawrence DB (1950) Estimating dates of recent glacier advances and recession rates by studying tree growth layers. *Trans. Am. Geophys. Union* 31:243-248
- Leica Geosystems (2003) *Leica Photogrammetry suite, OrthoBASE & OrthoBASE Pro. Users Guide*. Leica Geosystems GIS and Mapping LLC, p516.
- Lichti DD (2004) A resolution measure for terrestrial laser scanners. *Proc. 20th ISPRS Congr., Commission 5* 34:216-221
- Lichti DD (2007) Error modelling, calibration and analysis of an AM-CW terrestrial laser scanner system. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 61:307-324. doi: 10.1016/j.isprsjprs.2006.10.004
- Lichti DD, Gordon SJ, Tipdecho T (2005) Error models and propagation in directly georeferenced terrestrial laser scanner networks. *J Surv Eng-Asce* 131:135-142. doi: 10.1061/(Asce)0733-9453(2005)131:4(135)
- Lichti DD, Jamtsho S (2006) Angular resolution of terrestrial laser scanners. *Photogrammetric Record* 21:141-160. doi: 10.1111/j.1477-9730.2006.00367.x
- Luís JM (2010) *Contraste en la ejecución de auscultaciones geodésicas por métodos clásicos y con láser escáner*. PhD Dissertation. . Universidad de Cantabria. Retrived de <http://www.tesisenred.net/TDR-0416110-094827> , 04 Nov. 2010.
- Luna Gómez F (1984) *Demografía de la Alpujarra (Estructura y biodinámica)*. Universidad de Granada, 301pp. ISBN: 84-338-0205-4
- Macau F (1962) *Mapa de los movimientos del terreno de la provincia de Granada, 1:200.000*. Servicio Geológico de Obras Públicas del MOP. Barcelona
- Macau F (1963) *Previsión de los movimientos del terreno. Informaciones y estudios*. Servicio Geológico de Obras Públicas del MOP. Boletín no. 16, p83
- Maharaj RJ (1993) Landslide processes and landslide susceptibility analysis from an upland watershed a case study from St. Andrew, Jamaica, West Indies. *Eng Geol* 34:53-79
- Marín-Lechado C (2005) *Estructura y evolución tectónica reciente del Campo de Dalías y de Níjar en el contexto del límite meridional de las Cordilleras Béticas orientales*. Tesis Doctoral, Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada. p396
- Marinoni O (2004) Implementation of the analytical hierarchy process (AHP) with VBA in ArcGIS. *Computers and Geosciences* 30(6):637-646
- Markland JT (1972) A useful technique for estimating the stability of rock slopes when the rigid wedge sliding type of failure is expected. *Imp. Coll. Rock Mech. Res. Rep.* 19, p10
- Massonnet D, Feigl M (1998) Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface *Review of Geophysics* 36(4):441-500
- Mateos Ruiz RM, Ferrer Gijón M (1994) Methodology for landslides Hazard map 1:10,000 in the area of Monachil (Granada, Spain). In Oliveira R, Rodrigues LF, Coelho AG, Cunah AP (eds) *Proceedings of the Seventh International Congress of the International Association of Engineering Geology*. Lisboa, Portugal, 5-9 September 1994, Ed. Balkema - Rotterdam, p. 2058-2065
- McCoy J (2004) *Geoprocessing in ArcGIS, ArcGIS 9.0 manual*. ESRI Press, Redlands, California. p363
- McMahon BK (1975) Probability of failure and expected volume of failure in high rock slopes. *National Conference Publication - Institution of Engineers, Australia* (75 /4), pp308-313
- Ministerio de Fomento (2002) Real Decreto 997/2002, de 27 de septiembre, por el que se aprueba la norma de construcción sismorresistente: parte general y edificación (NCSR-02). *BOE*, nº24, de 11 de octubre de 2002, pp 35898-35967
- Montgomery DR, Dietrich WE (1994) SHALSTAB - Shallow Slope Stability Model. A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research* 30:1153-1171

- Morriss P, Stoter HJ (1983) Open-cut slope design using probabilistic methods. Proc. 5th. Cong. ISRM, Melbourne 1, C107-C113. Balkema, Rotterdam
- Moya J (2002) Determinación de la edad y de la periodicidad de los deslizamientos en el Prepirineo oriental. Tesis doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, p260
- Moya J, Corominas J (1996) Determination of the spatial and temporal activity of landslides based on tree analysis. In Senneset (ed.) 7th international symposium of landslides, 321-326
- Moya J, Corominas J, Gutiérrez E, Vilaplana JM (1992) Datación de movimientos de ladera mediante la dendrocronología. Ejemplos de aplicación en el Prepirineo Oriental. In: III Simposio Nacional Taludes y Laderas Inestables, 27-38
- Mulder HFHM, Van Asch, TWJ (1988) A stochastic approach to landslide hazard determination in a forested area. In: Bonnard C (ed) Proceedings of 5th international symposium on landslides, Laussane, Balkema 2, pp1207-1210
- Navarro Neumann M (1924) Los fenómenos geológicos de Monachil (Granada). IBERICA: el progreso de las ciencias y de sus aplicaciones. Año XI, Tomo 1º, tirada aparte, vol. XXI, No. 529, p8
- Newmark NM (1965) Effects of earthquakes on dams and embankments. Géotechnique 15:139-160
- Nijhuis HJ (1964) Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain. Tesis doctoral, Univ. Amsterdam
- Norrish NI, Wyllie DC (1996) Rock slope stability analysis. In: Turner AK, Schuster RL (eds) Landslides, investigation and mitigation. National Research Council, Washington, pp 391-425
- Norton DA, Palmer JG, Ogden J (1987) Dendroecological studies in New Zealand, Part I. An evaluation of tree age estimates based on increment cores. New Zealand Journal of Botany 25:373-383
- Okimura T, Kawatani T (1986) Mapping of the potential surface-failure sites on Granite Mountain slopes. In: Gardiner J (ed) International geomorphology, part 1. Wiley, New York, pp 121-138
- Orombelli G, Gnacollini M (1972) La dendrocronologia come mezzo per la datazione de frane avvenute nel recente passato. Bol. Soc. Geol. It. 91:325-344
- Orozco M (1972) Los Alpujárrides en Sierra de Gádor occidental (Cordilleras Béticas). Tesis doctoral, Universidad de Granada. p379
- Orozco M (2006) Las Alpujarras, al Sur de Granada. Interpretaciones sobre su estructura e influencia de las mismas en las propuestas de evolución tectónica del extremo occidental del Cinturón Alpino Mediterráneo. Revista de la Sociedad Geológica de España 19 (1-2):113-141
- Ortega M, Nieto F, Rodríguez J, López AC (1985) Mineralogía y estratigrafía de los sedimentos neógenos del corredor de la Alpujarra (Cordillera Bética, España). Bol Soc Esp Miner 8:307-318
- Osterkamp WR, Hupp CR (1987) Dating and interpretation of debris flows by geological and botanical methods at Whitney Creek gorge, Mount Shasta, California. Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol. 7:157-163
- Pack RT, Tarboton DG, Goodwin CN (1998) SINMAP - Stability Index MAPping. A stability index approach to terrain stability hazard mapping. SINMAP User's Manual, Canadian Forest Products Ltd. p75
- Palenzuela JA, Irigaray C, Jiménez-Perálvarez JD, Chacón J (2011) Application of Terrestrial Laser Scanner (TLS) to the assessment of the evolution of diachronic landslides. In: Catani F, Margottini C, Trigila A, Iadanza C (eds) The Second World Landslide Forum - Abstract Book, 3-9. p746; WLF2 - Landslide instrumentation and monitoring L07 (WLF2 - 2011- 0753) pp253. October 2011, FAO, Rome, Italy, ISPRA. ISBN 978-88-448-0515-9
- Paltineanu C, Mihailescu IF, Seceleanu I, Dragota C, Vasenciuc F (2007) Using aridity indices to describe some climate and soil features in Eastern Europe: A Romanian case of study. Theoretical and Applied Climatology 90:263-274
- Panet M (1969) Discussion on "Graphical stability analysis of slopes in jointed rock." By K.W. John. J. Soil Mech. Found. Div., Proc. ASCE. 95 SM2, pp685-686
- Pine RJ (1992) Risk analysis design applications in mining geomechanics. Trans Inst Min Metall 101:149-158
- Platt JP, Soto JI, Comas MC (1996) Decompression and High-Temperature-Low-Pressure Metamorphism in the Exhumed Floor of an Extensional Basin, Alboran-Sea, Western Mediterranean. Geology 24(5):447-450

- Plattner T (2005) Modelling public risk evaluation of natural hazards: a conceptual approach. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5:357-366
- Poli S, Sterlacchini S (2007) Landslide representation strategies in susceptibility studies using weights-of-evidence modeling technique. *Nat Resour Res* 16:121-134
- Priest SD, Brown ET (1983) Probabilistic stability analysis of variable rock slopes. *Trans Inst Min Metall* 92:1-12
- Puga E, Diaz de Federico A, Fontboté JM (1974) sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona Bética. *Estudios Geol.* 30:534-548
- Puga E, Díaz de Federico A, Nieto JM (2002) Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterization of deepest complexes of the Betic Zone: a review. *Geodinamica Acta* 15:23-43
- Puga Rodríguez E (1971) Investigaciones Petrológicas en Sierra Nevada Occidental. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada. p304
- Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM) (2007) Integración de Información Medioambiental de Andalucía. Consejería de Agricultura, Pesca y Medio Ambiente, Junta de Andalucía, creada por la ley 7/2007, de 9 de julio, de Gestión Integrada de la Calidad Ambiental (GICA)
- Refice A, Capolongo D (2002) Probabilistic modelling of uncertainties in earthquake-induced landslide hazard assessment. *Computer & Geosciences* 28:735-749
- Remondo J, Bonachea J, Cendrero A (2004) Probabilistic landslide hazard and risk mapping on the basis of occurrence and damages in the recent past. In: Lacerda WA, Ehrlich M, Fontoura SAB, Sayao ASF (eds) *Landslides: Evaluation and Stabilisation*, Taylor & Francis Group, London, pp125-130
- Remondo J, González A, de Díaz Terán JR, Cendrero A, Fabbri A, Cheng CF (2003) Validation of landslide susceptibility maps: examples and applications from a case study in Northern Spain. *Nat Hazards* 30(3):437-449. doi:10.1023/B:NHAZ.0000007201.80743.fc
- Richards MA, Scheer JA, Holm WA (2010) *Principles of Modern Radar: Basic Principles* SciTech Publishing, United States, p960. ISBN: 9781891121524
- Riegl (2010) Terrestrial scanning, <http://www.riegl.com/products/terrestrial-scanning/>, Riegl Laser Measurement Systems GmbH. Horn, Austria
- Rocscience (2009a) Dips 5.0 graphical & statistical analysis of orientation data. ©2009 Rocscience Inc <http://www.rocscience.com>
- Rocscience (2009b) RocPlane 2.0 Planar sliding stability analysis for rock slopes. ©2009 Rocscience Inc <http://www.rocscience.com>
- Rocscience (2009c) Swedge 5.0 Surface Wedge Stability Software. ©2009 Rocscience Inc <http://www.rocscience.com>
- Rodríguez Ortiz JM, Hinojosa JA, Prieto C (1978) Regional Studies on Mass Movements in Spain. *Int. Ass. Eng. Geol.*, 3th. International Congress. vol. 1:267-277
- Rodríguez-Peces MJ, García Mayordomo J, Azañón JM, Jabaloy A (2008) Evaluación regional de inestabilidades de ladera por efecto sísmico en la Cuenca de Lorca (Murcia): Implementación del método de Newmark en un SIG. *Boletín Geológico y Minero* 119(4):459-472
- Rodríguez-Peces MJ, García-Mayordomo J, Azañón JM (2009) Evaluación regional de inestabilidades de ladera inducidas por terremotos para diferentes escenarios sísmicos en Sierra Nevada (Granada, SE España). In: Alonso E, Corominas J, Hürlimann M (eds) *VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, Barcelona. p12
- Ruiz Sinoga JD, Martínez Murillo JF (2009) Effects of soil surface components on soil hydrological behaviour in a dry Mediterranean environment (Southern Spain). *Geomorphology* 108(3-4):234-245. doi:10.1016/j.geomorph.2009.01.012
- Santiago I (2005) *Fundamentos de ArcGIS 9.1*. Oficina de Gerencia y Presupuesto de Puerto Rico. p222
- Sarma SK (1979) Stability analysis of embankments and slopes. *J Geotech Eng ASCE* 105:1511-1524
- Scavia C, Barla G, Bernaudo V (1990) Probabilistic stability analysis of block toppling failure in rock slopes. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics* 27:465-478

- Schweingruber FH (1980) Dichteschwankungen in Jahrringen von Nadelhölzer in Beziehung zu klimatisch-ökologischen Faktoren-oder das Problem der falschen Jahrringe. *Eidg. Anst. forstl. Versuchswes, Berlin*, 213:1-35
- Schweingruber FH, Eckstein D, Serre-Bachet F, Bräcker OU (1990) Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrocronology. *Dendrochronologia* 8:9-38
- Scurfield G (1973) Reaction Wood: Its structure and function. *Science* 179:647-655
- Shigo AL (1989) A new Biology Dictionary. Shigo, p132
- Shroder JF (1978) Dendrogeomorphological analysis of mass movement of Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research* 9:168-185
- Sigaffos RS (1964) Botanical evidence of floods and flood-plain deposition. *Geological Survey Professional Paper* 485A:A1-A35
- SIGMA (Sistema de Información Geológico-Minero de Andalucía) (2002) Mapa Geológico Digital MAGNA 1:50000, hoja 1042. Junta de Andalucía, Seville, 1 digital map
- Soeters R, Van Westen JC (1996) Slope instability recognition, analysis, and zonation. In: Turner AK, Schuster RL (eds) *Landslides: investigation and mitigation*. National Academic Press. Washington D.C. Sp-Rep 247, pp129-177
- Sousa JJ, Ruiz AM, Hanssen RF, Bastos L, Gil AJ, Galindo-Zaldívar J, Sanz de Galdeano CS (2010) PS-InSAR processing methodologies in the detection of field surface deformation - study of the Granada basin (Central Betic Cordilleras, southern Spain) *Journal of Geodynamics* 49(3-4):181-189. doi:10.1016/j.jog.2009.12.002
- SPSS, version 15.0.1 (2006) Software. LEAD Technologies, Inc
- Staiger R (2005) The Geometrical Quality of Laser Scanner (TLS). In: *Proceedings of FIG Working Week 2005 and GSDI-8*. Cairo, Egypt.
- Stevenson PC (1997) An empirical method for the evaluation of relative landslide risk. *Bull Int Assoc Eng Geol* 16:69-72
- Stokes MA, Smiley TL (1968) *An Introduction to Tree-Ring Dating*. University of Chicago Press, Chicago.
- Strunk H (1992) Reconstructing debris flow frequency in the southern Alps back to AD 1500 using dendrogeomorphological analysis. In: *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*. Proceedings of the Chengdu Symposium 209:299-306
- Strunk H (1997) Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena* 31:137-151
- Terlien MTJ (1997) Hydrological landslide triggering in ash-covered slopes of Manizales (Colombia). *Geomorphology* 20:165-175
- Terlien MTJ, Van Westen CJ, Van Asch TWJ (1995) Deterministic modelling in GIS-based landslide hazards assessment. In: Carrara A, Guzzetti F (eds) *Geographical information system in assessing natural hazards*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, vol 5. Kluwer, Dordrecht, pp57-77
- Teza G, Pesci A, Genevois R, Galgaro A (2008) Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation. *Geomorphology* 97:424-437. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.09.003
- Thornes JB, Alcántara-Ayala I (1998) Modelling mass failure in a Mediterranean mountain environment: climatic, geological, topographical and erosional controls. *Geomorphology* 24(1):87-100. doi:10.1016/S0169-555X(97)00103-7
- Timell T E (1986) *Compression Wood in Gymnosperms*. Springer-Verlag. 3 vol., p2150
- Tomás R, Herrera G, Delgado J, Lopez-Sanchez JM, Mallorquí JJ, Mulas J (2010) A ground subsidence study based on DInSAR data: calibration of soil parameters and subsidence prediction in Murcia City (Spain) *Engineering Geology* 111(1-4):19-30. doi: 10.1016/j.enggeo.2009.11.004
- Tomlinson RF (2005) *Thinking about GIS: Geographic Information Systems Planning for Managers*. ESRI Press. p328
- TYDAC (1993) *SPANS GIS Reference Manual*. INTERA TYDAC Technologies Inc
- UNESCO Working Party On World Landslide Inventory (WP/WLI) (1993) A suggested method for describing the activity of a landslide. *Bull Eng Geol Environ* 47(1):53-57. doi:10.1007/BF02639593

- UNESCO-A.I.G.I. (1976) Guide pour la préparation des cartes géotechniques. Paris, Presses Unesco, Sc. De la Terre no. 15, p79
- UNISTAT ® Statistical Package, version 5.6.09 (2010) Software. UNISTAT Ltd.
- Urteaga L, Nadal F (2001) Las series del mapa topográfico de España a escala 1:50.000. IGN, Madrid, p397
- Van Bemmelen RW (1927) Bijdrage tot de geologie der Betisch Ketens in de provincie Granada. PhD Thesis, University of Delft, p176
- Van Den Eeckhaut M, Hervás J (2012) State of the art of national landslide databases in Europe and their potential for assessing landslide susceptibility, hazard and risk *Geomorphology* 139/140:545-558. doi:10.1016/j.geomorph.2011.12.006
- Van Westen CJ (1993) Application of Geographic Information Systems to Landslide Hazard Zonation. PhD Dissertation, Technical University Delft, ITC-Publication Number 15, ITC, Enschede, The Netherlands
- Van Westen CJ (1994) GIS in landslides hazard zonation: a review with examples from the Andes of Colombia. In: Price MF, Heywood DJ (eds) Mountain environments and geographic information systems. Taylor and Francis, London, pp135-167
- Van Westen CJ (2000) The modelling of landslide hazards using GIS. *Surv Geophys* 21(2-3):241-255. doi:10.1023/A:1006794127521
- Van Westen CJ, Rengers N, Terlien MTJ, Soeters R (1997) Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GISbased hazard zonation. *Int J Earth Sci (Geologische Rundschau)* 86(2):404-414. doi:10.1007/s005310050149
- Van Westen CJ, Seijmonsbergen AC, Mantovani F (1999) Comparing Landslide Hazard Maps. *Natural Hazards* 20:137-158
- Varnes DJ (1978) Slope movements types and processes. In: Schuster RL, Kizek RJ (eds) Landslides: analysis and control. National Academy of Sciences, Washington DC, Special report 176(2), pp11-33
- Varnes DJ (1984) Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Commission on Landslides of the IAEG, UNESCO, Paris. *Natural Hazards Series* 3, p63
- Vázquez-Sell F (1995) Restauración Hidrológico-Forestal de la cuenca alimentadora del embalse de Rules en el río Guadalfeo. CHSE, Málaga. p275
- Vera JA (editor) (2004) Geología de España. SGE-IGME, Madrid, p890
- Vicente González JL, Behm Chang V (2008) Consulta, edición y análisis espacial con ArcGIS 9.2. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Castilla León. p120
- Walstra J, Chandler JH, Dixon N, Dijkstra TA (2004) Time for change-quantifying landslide evolution using historical aerial photographs and modern photogrammetric methods. In: *International Archives of Photogrammetry. Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, vol. 34 (Part XXX), Commission 4:475-481
- Waltham AC (1999) Foundations of engineering geology. E and FN Spon, London
- Warburton PM (1981) Vector stability analysis of an arbitrary polyhedral rock block with any number of free faces. *Int J Rock Mech Min* 18(5):415-427
- Westing AH (1965) Formation and function of compression wood in gymnosperms. *Bot. Rev.* 31:381-480
- WP/WLI (1990) A suggested method for reporting a landslide. International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory; Chairman Cruden DM, *Bull Eng Geol Environ* 41:5-12
- WP/WLI (1991) A suggested method for a landslide summary. International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory; Chairman Cruden DM, *Bull Eng Geol Environ* 43:101-110
- WP/WLI (1993a) A suggested method for describing the activity of a landslide. International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory; Chairman Cruden DM, *Bull Eng Geol Environ* 47:53-57
- WP/WLI (1993b) Multilingual landslide glossary. International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory; Chairman Cruden DM, Bitech, Richmond, British Columbia

- WP/WLI (1994) A suggested method for reporting landslide causes. International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory; Chairman Popescu ME, Bull Eng Geol Environ 50:71-74
- WP/WLI (1995) A suggested method for describing the rate of movement of a landslide. International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory; Chairman Bonnard CH, Bull Eng Geol Environ 52:75-78
- WP/WLI (2001) A suggested method for reporting landslide remedial measures. International Union of Geological Sciences Working Group on Landslides; Chairman Popescu ME, Bull Eng Geol Environ 60:69-74
- Xie M, Esaki T, Zhou G (2004) GIS-based probabilistic mapping of landslide hazard using a three-dimensional deterministic model. Natural Hazards 33:265-282
- Yoon WS, Jeong UJ, Kim JH (2002) Kinematic analysis for sliding failure of multi-faced rock slopes. Eng Geol 67:51-61
- Zebker H (2011) Grupo de interferometría radar de la universidad de Standford  
<http://www.stanford.edu/group/radar/group.html>



ugr

Universidad  
de Granada



Departamento de Ingeniería Civil  
Área de Ingeniería del Terreno



E.T.S de Ing. de Caminos,  
Canales y Puertos



Grupo Invest. RNM-121  
Investigaciones Medioamb.:  
Riesgos Geológicos e  
Ingeniería del Terreno