



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Influencia de la morfogénesis en la estabilidad de laderas

Juan Camilo Pineda Sierra

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil y Agrícola
Bogotá D.C. Colombia

2018

Influencia de la morfogénesis en la estabilidad de laderas

Juan Camilo Pineda Sierra

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ingeniería- Geotecnia

Director:

I.C., M. Sc, Ph.D., DIC Carlos Eduardo Rodríguez Pineda

Línea de Investigación:

Modelación y Análisis en Geotecnia

Área de investigación:

Taludes, laderas, cauces y zonificación geotécnica.

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil y Agrícola

Bogotá D.C., Colombia

2018

*Si los montes se arrodillan, yo también
Si las rocas te adoran, yo también
Tu misericordia veo en la creación
Cada escena pinta un cuadro de tu amor*

Agradecimientos

A Dios, por permitirme la realización de este trabajo de tesis.

Un especial agradecimiento al ingeniero I.C., M.Sc, Ph.D., DIC Carlos Eduardo Rodríguez por transmitir su conocimiento, su experiencia y su apoyo como profesor y director de este proyecto de investigación; por ser tutor y ejemplo para el desarrollo de mi vida profesional e investigativa.

Agradezco a los profesores del área de Geotecnia del Departamento de Ingeniería Civil y Agrícola de la Universidad Nacional de Colombia, quienes me brindaron las herramientas y los conocimientos necesarios para realizar este trabajo; ambos recursos ayudaron a mejorar mi comprensión y afianzaron mi gusto por la Ingeniería Geotécnica en general. Agradezco especialmente al ingeniero I.C., M.Sc. Félix Rodríguez por transmitir con paciencia y pasión su conocimiento durante la maestría.

Finalmente, a mi madre, familiares y amigos; quienes, con su apoyo, consejo y acompañamiento, hicieron de esta etapa de mi desarrollo profesional un camino agradable y lleno de alegrías, dándome fuerzas para perseverar hasta culminar.

Resumen

Para el análisis teórico-práctico de la estabilidad de laderas se deben estudiar y comprender los diversos factores (intrínsecos y exógenos) que definen su comportamiento, además de aquellos relacionados con el uso y la cobertura del terreno. Al analizarse y relacionarse correctamente los factores intrínsecos (geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos y geotécnicos) y los factores exógenos (lluvias y sismos) se podrá comprender con más precisión los procesos de inestabilidad y dar soluciones ingenieriles de intervención.

Los factores que relacionan el origen y el ambiente de formación de la roca o del suelo, con su estabilidad, son los geológicos y geomorfológicos. Estos influyen en la respuesta hidrológica y dinámica de las laderas, y definen los procesos de carga que las llevaron a su condición actual.

A partir de modelos numéricos, se determina la relación entre la geoforma del relieve con el historial de procesos de carga durante su formación de los ambientes geomorfológicos: estructural, denudacional y fluvial, y se determina su influencia en la estabilidad geotécnica de las laderas. Se calcula el estado de esfuerzos, el factor de seguridad y el mecanismo de falla que se pueda generar en la ladera. Al comparar los resultados con modelos numéricos de laderas en condición geostática se concluye de manera general que los factores geomorfológicos, morfogénesis, morfometría y morfodinámica, influyen en el estado de esfuerzos de las laderas y en su estabilidad.

Palabras clave: Geomorfología, morfogénesis, ambiente geomorfológico, procesos geomorfológicos, esfuerzos, Factor de Seguridad.

Abstract

For the theoretical-practical analysis of slope stability, the various factors (intrinsic and exogenous) that define its behavior must be studied and understood, in addition to those related to the use and coverage of the terrain. Analyze and correctly relate the intrinsic factors (geological, geomorphological, hydrogeological and geotechnical) and the exogenous factors (rains and earthquakes) will allow to understand with more precision the instability processes and to give engineering solutions of intervention.

The factors that relate the origin and the formation environment of the rock or soil, with its stability, are geological and geomorphological. These influence the hydrological and dynamic response of the slopes, and define the loading processes in the current slope.

Using numerical models, the relationship between the geoform of the relief and the history of the loading processes is determined during the formation of the geomorphological environments: structural, denudational and fluvial, and their influence on the geotechnical stability of the slopes is determined. The stress state, the Safety Factor and the slope failure mechanism are calculated. When comparing the results with numerical models of slopes in geostatic condition, it is generally concluded that the geomorphological factors, morphogenesis, morphometry and morphodynamics, influence the state of stress of the slopes and their stability.

Keywords: Geomorphology, morphogenesis, geomorphological environment, geomorphological processes, stresses, Safety Factor.

Contenido

	Pág.
Resumen.....	IX
Lista de figuras	XIII
Lista de tablas	XX
Lista de Símbolos y abreviaturas.....	XXI
1. Introducción	1
1.1. General	1
1.2. Hipótesis	2
1.3. Objetivo de la investigación.....	3
1.3.1. Objetivo general.....	3
1.3.2. Objetivos específicos	3
1.4. Estructura del documento.....	3
2. Geomorfología en la estabilidad de laderas.....	5
2.1. Definición	5
2.2. Morfogénesis.....	6
2.2.1. Ambientes de formación geomorfológica.....	9
2.3. Morfometría.....	29
2.4. Morfodinámica.....	37
2.4.1. Clasificación de procesos de remoción en masa.....	42
3. Modelación numérica: diferencias finitas y modelos constitutivos	53
3.1. Diferencias finitas- modelo lagrangiano.....	53
3.2. Modelos constitutivos	60
3.2.1. Elasticidad.....	60
3.2.2. Elasto-plasticidad- Mohr-Coulomb.....	63
3.2.3. Ablandamiento por deformación-Strain-Softening	67
3.3. Re-enmallado.....	70
3.4. Factor de seguridad	74

4. Modelación numérica de procesos de carga y descarga.....	77
4.1. Introducción.....	77
4.2. Estructural-compresión	80
4.2.1. Modelaciones previas.....	81
4.2.2. Modelo tectónico-compresión.....	97
4.3. Estructural-extensión.....	117
4.3.1. Modelaciones previas.....	117
4.3.2. Modelo tectónico- extensión.....	121
4.4. Denudacional-erosión	132
4.4.1. Modelaciones previas.....	133
4.4.2. Modelo denudacional-erosión	137
4.5. Denudacional-fluvial	145
4.5.1. Modelaciones previas.....	146
4.5.2. Modelo fluvial	149
5. Modelo de fases progresivas	159
5.1. Introducción.....	159
5.1. Modelo progresivo-fases de modelación	161
6. Análisis de resultados y marco comparativo.....	167
6.1. Modelo tectónico-compresión.....	167
6.1.1. Subducción placa oceánica - continental.....	167
6.1.2. Empuje tectónico.....	170
6.1.3. Empuje tectónico-falla inversa.....	177
6.2. Modelo tectónico-extensión.....	183
6.2.1. Valle de extensión.....	183
6.2.2. Extensión con restricción, Half-Graben	189
6.3. Modelo denudacional-erosión	195
6.4. Modelo fluvial	201
6.5. Modelo progresivo.....	207
7. Conclusiones	215
Bibliografía	221

Lista de figuras

Figura 2.1 Procesos geomorfológicos actuantes en el relieve terrestre. Modificado de Tenjo [36].	8
Figura 2.2 Modelo esquemático de subducción oceánica, Tomado de Quintero [51].	12
Figura 2.3 Dinámica de evolución de la colisión de las placas continentales India-Asia, Tomado de Meng, et al [43].	13
Figura 2.4 Modelos de evolución geomorfológica. A) Davis. B) Penk, C) Hanck. Tomado de Burbank [9].	15
Figura 2.5 Tensor de esfuerzos principales.	15
Figura 2.6 A. Condición de esfuerzos falla normal. B. Condición de esfuerzos falla inversa. C. Condición de esfuerzos falla de rumbo o cizaña. Tomado de Burbank [9].	17
Figura 2.7 Ejemplo típico de meteorización esferoidal en el cabo de Estaca de Bares en La Coruña, España. Iglesias [33].	19
Figura 2.8 Tipos de erosión.	23
Figura 2.9 Clasificación de deslizamientos propuesta por PMA. Tomado de Carvajal [12].	25
Figura 2.10 Cambios graduales en la sección transversal de un valle. A. Estado original. B. B y C. Estado joven. D,E y F. Estado maduro. G. Estado viejo. H. nivel de la base. Adaptado de Holmes [28].	27
Figura 2.11 Región de erosión: A. Sección estado joven. B. Sección estado maduro. C. Sección estado viejo. Adaptado de Holmes [28].	27
Figura 2.12 Captura fluvial: I. Los afluentes del río A se amplían retrogresivamente hacia el río B. II. Se conectan las corrientes A y B, y se desvía el cauce de la corriente B. III. El valle del río A se extiende incluyendo la corriente del río B. Adaptado de Holmes [28].	28
Figura 2.13 Componente del vector de la fuerza de la gravedad en una masa de roca deslizada sobre dos taludes de pendientes de 25° y 60°. Adaptado de Villota [66].	30
Figura 2.14 Vista den planta de la distribución de las líneas de flujo para: A. Curvatura en planta convexa B. Curvatura en planta cóncava. Tomado de Camacho & Garzón [11].	31
Figura 2.15 Concentración de líneas de flujo para A. Forma convexa en perfil y B. Forma cóncava en perfil. Tomado de Huggett [30].	31
Figura 2.16 Nueve geoformas en tres dimensiones propuestas por Parsons [49].	32
Figura 2.17 Concentración de líneas de flujo para A. Forma convexa en perfil y B. Forma cóncava en perfil. Tomado de Huggett [30].	33
Figura 2.18 Distribución de esfuerzos principales totales con respecto a la profundidad, para las secciones de la corona y cuerpo del talud. Tomado de Camacho & Garzón [11].	34

Figura 2.19. Talud de modelación con diferentes curvaturas cóncavas y convexas. Elaboración propia.....	35
Figura 2.20. Factor de Seguridad para diferentes curvaturas. Elaboración propia.	35
Figura 2.21. Mecanismos de falla para las geoformas A. Cóncava con curvatura de 1. B Recta. C. Convexa con curvatura de 1. Elaboración propia.	36
Figura 2.22. Dimensiones del talud tipo, para modelación de un proceso de remoción en masa. Elaboración propia.	38
Figura 2.23. Progresión del desplazamiento después de la falla. Elaboración propia.	40
Figura 2.24. Vectores de velocidad, factor de Seguridad y tasa de incremento de la deformación cortante para A. Talud condición Ko. B. Talud movilizado. Elaboración propia.	41
Figura 2.25. Rebote. Hutchinson [31].....	43
Figura 2.26. Sagging. Hutchinson [31].	44
Figura 2.27. Deslizamientos. Hutchinson [31].	46
Figura 2.28. Flujo de detritos. Hutchinson [31].	48
▪ Figura 2.29. Volcamientos. Hutchinson [31].	49
▪ Figura 2.30. Caídas. Hutchinson [31].	49
Figura 2.31. Movimientos complejos. Hutchinson [31]	51
Figura 3.1. Ecuación general de movimiento para un sistema de un grado de libertad. Tomado de Itasca [34]	55
Figura 3.2 Dimensiones de los elementos de la malla y acción de fuerzas en estos. Tomado de Itasca [34]	56
Figura 3.3 Procedimiento de cálculo FLAC. Tomado de Itasca [34].....	58
Figura 3.4 Superficie de fluencia del modelo constitutivo Mohr Coulomb. Tomado de Righetto et al.[53].....	64
Figura 3.5 Círculo de Mohr plano plano $\tau - \sigma$. Adaptado de Itasca [34].....	65
Figura 3.6 Tipos de relación esfuerzo deformación para diferentes modelos elastoplásticos. Adaptado de Sørensen [60]	67
Figura 3.7 Variación del ángulo de fricción en relación con la densidad y relación de esfuerzos principales. Adaptado de Kulhawy and Mayne [36].....	68
Figura 3.8 Función de reducción de parámetros C y con respecto a la deformación plástica cortante. Tomado de Itasca [34]	69
Figura 3.9 Función de reducción del ángulo de fricción usado por Ellis y adoptado para esta tesis [17]	70
Figura 3.10 Interpolación de zonas de la malla anterior con las de la malla nueva. Tomado de Itasca [34]	71
Figura 3.11 Distorsión de elemento de la malla antes de re-enmallar. Elaboración propia	72
Figura 3.12 Re-enmallado y asignación de propiedades cuando se distorsiona un elemento. Elaboración propia.....	73
Figura 4.1 Esquema del proceso de modelación seguido para los análisis. Elaboración propia.	78
Figura 4.2 Zonas de corte primarias y secundarias en un modelo de subducción. Tomado de Jaquet et al [35]	82

Figura 4.3 Segunda invariante de la tasa de deformación para un acortamiento del 27% del modelo orogénico de Jaquet et al [35]	83
Figura 4.4 Esquema empuje tectónico, Varela [67].....	84
Figura 4.5 Modelo experimental del acotamiento tectónico propuesto por Buitter [8]	85
Figura 4.6 Comparación de resultados de los modelos numéricos de Buitter [8] con los modelos análogos de diferentes universidades, 2 cm de acortamiento.....	86
Figura 4.7 Modelo numérico de empuje tectónico propuesto por Ellis [17]......	87
Figura 4.8 Resultados de la deformación del modelo numérico del empuje tectónico elaborado por Ellis [17].	89
Figura 4.9 Contorno de la tasa de deformación y direcciones y magnitudes del esfuerzo principal mayor, para un desplazamiento de 1 Km del modelo elaborado por Ellis [17]. ..	90
Figura 4.10 Isolíneas de esfuerzos principales y deformación equivalente del modelo de empuje tectónico propuesto por Barnichon [18].	91
Figura 4.11 Geometría y condiciones de frontera para el modelo de una estructura anticlinal de Barnichon [18].....	92
Figura 4.12 Estados de esfuerzos inicial y posterior a un desplazamiento de 1500 m en el modelo de una estructura anticlinal de Barnichon [6].	93
Figura 4.13 Zona de falla de desprendimiento.	94
Figura 4.14 Resultados de la modelación realizada por Zhang [73].	95
Figura 4.15 Zona de falla de desprendimiento.	95
Figura 4.16 Modelo Subducción Placa oceánica. Elaboración propia	99
Figura 4.17 Zonas de plastificación, modelo de subducción para un acortamiento de 34694 m. Resultado FLAC 2D. b. Comparación zonas de plastificación obtenidas de la modelación con las zonas de falla tórica propuestas por Nemcoc et al [47].....	101
Figura 4.18 Máxima tasa de deformación cortante para el modelo Subducción Placa Oceánica - Continental. A) Desplazamiento de 3000 m. B) Desplazamiento de 18159 m. C) Desplazamiento de 34694 m.	102
Figura 4.19 Escenario: Subducción Placa Oceánica - Continental. A) Dirección y magnitud del esfuerzo principal mayor. B) Dirección y magnitud del esfuerzo principal menor. Elaboración propia.	103
Figura 4.20 Modelo Empuje tectónico. Elaboración propia.	106
Figura 4.21 Zonas de plastificación, modelo de empuje tectónico para un acortamiento de 3000 m. Resultado FLAC 2D	107
Figura 4.22 Máxima tasa de deformación cortante para el modelo empuje Tectónico. A) Desplazamiento de 2000 m. B) Desplazamiento de 2500 m. C) Desplazamiento de 3000 m.	108
Figura 4.23 Modelo Empuje tectónico. A) Dirección y magnitud del esfuerzo principal mayor. B) Dirección y magnitud del esfuerzo principal menor C) Tensor de esfuerzos principales.	109
Figura 4.24 Escenario: Empuje tectónico. A) Distribución de esfuerzos cortantes. B) Distribución del esfuerzo desviador. C) Distribución del incremento de la deformación volumétrica.	110
Figura 4.25 Espacios vacíos entre placas debido a la flexión, resultados modelación de Ford [21]	112

Figura 4.26 Dimensiones Modelo Empuje tectónico- Cabalgamiento. Elaboración propia.	113
Figura 4.27 Malla deformada después de 3 Km de deformación.....	114
Figura 4.28 Zonas de plastificación, modelo de empuje tectónico-Falla normal para un acortamiento de 3 km. Resultado FLAC 2D.	114
Figura 4.29 Modelo Escenario: Extensión falla normal. A) Dirección y magnitud del esfuerzo principal mayor. B) Dirección y magnitud del esfuerzo principal menor. C) Tensor de esfuerzos principales.	115
Figura 4.30 Modelo Escenario: Extensión falla normal. A) Distribución del esfuerzo desviador. B) Distribución del esfuerzo cortante. C) Distribución de la máxima deformación cortante.....	116
Figura 4.31 Esquema de procesos de carga en un valle de extensión. Tomado de Huggett [30]	118
Figura 4.32 Modelo propuesto por Nagel & Buck [46], para valle de extensión.....	118
Figura 4.33 Esquema de procesos de carga en un Graben. Tomado de Huggett [30] ...	119
Figura 4.34 resultados de deformación del modelo de extensión propuesto por J. D. Van Wees et al [64]......	119
Figura 4.35 Resultados de deformación y tasas de deformación cortante de las modelaciones realizadas por Thieulot [61].	120
Figura 4.36 Condiciones de Frontera Modelo Valle de Extensión. Elaboración propia...	122
Figura 4.37 Malla deformada después de 237 m de deformación en ambos costados.	123
Figura 4.38 Zonas de compresión [Azul] y tensión [Rojo]	123
Figura 4.39 Modelo Escenario: Extensión falla normal. A) Distribución del esfuerzo principal mayor. B) Distribución del esfuerzo principal menor. C) Tensor de esfuerzos.....	124
Figura 4.40 Escenario: Extensión falla normal. A) Esfuerzo desviador. B) Esfuerzo cortante. C) Máxima tasa de deformación cortante.....	125
Figura 4.41 Condiciones de Frontera Modelo Extensión Half-Graben. Elaboración propia	127
Figura 4.42 Malla deformada después de 700 m de deformación.	128
Figura 4.43 Zonas de compresión [Azul] y tensión [Rojo]	128
Figura 4.44 Modelo Escenario: Extensión falla normal. A) Distribución del esfuerzo principal mayor. B) Distribución del esfuerzo principal menor. C) Distribución del esfuerzo desviador.	129
Figura 4.45 Escenario: Extensión falla normal. A) Tensor de esfuerzos principales. B) Vectores de desplazamiento. C) Distribución del incremento de la deformación volumétrica.	130
Figura 4.46 Escenario: Extensión, Falla normal. A) Distribución del esfuerzo cortante. B) Máximo incremento de la deformación cortante. C) Máxima relación de la deformación cortante.....	131
Figura 4.47 Red de erosión de laderas en la costa de Oregon A) Altimetría B) Fotografía aérea. Tomado de Heimsath et al [26].	133
Figura 4.48 Ejemplos de ambientes denudacionales por erosión intensa. Tomado de Holmes [28].	133

Figura 4.49 Modelo de empuje tectónico y tasa de erosión elaborado por Willet et al [70].	134
Figura 4.50 Modelo de empuje tectónico con erosión elaborado por Ellis [18].	135
Figura 4.51 Modelación análoga considerando un ángulo de erosión elaborado por Malavieille & Konstantinovskaya [42].	136
Figura 4.52 Modelo de empuje tectónico con erosión elaborado por Willet [69].	136
Figura 4.53 Modelos de erosión superficial en laderas. A) Modelo análogo elaborado por Bonnet & Crave [7]. B) Modelo numérico elaborado por Hancock et al [25] para una erosión de 3 años.	137
Figura 4.54 Esquema de un ambiente de formación erosional. Tomado de Abbasi [1].	138
Figura 4.55 Esquema de la erosión actuante en la zona frontal del empuje tectónico. Tomado de Hoth [29].	138
Figura 4.56 Condiciones de Frontera Modelo Valle de Extensión. Elaboración propia.	139
Figura 4.57 Geoforma resultante de la modelación erosional.	140
Figura 4.58 Progresión de la deformación topográfica con respecto al empuje tectónico. Para cada desplazamiento se fue reduciendo gradualmente la cohesión.	141
Figura 4.59 Fases de descarga del material por erosión: A. Primera fase de descarga, B. Segunda fase de descarga.	142
Figura 4.60 Modelo Escenario: Denudacional Erosión. A) Distribución del esfuerzo principal mayor. B) Distribución del esfuerzo principal menor. C) Distribución del esfuerzo desviador.	143
Figura 4.61 Escenario: Denudacional Erosión. A) Distribución del esfuerzo cortante. B) Máximo incremento de la deformación cortante. C) Máxima relación de la deformación cortante.	144
Figura 4.62 Modelación de crecimiento de red de drenaje de una cuenca. A) Modelación numérica realizada por Willgoose et al [71]. B) Modelación experimental realizada por Parker [48].	147
Figura 4.63 Modelación comportamiento meándrico de un río propuesto por Lancaster [37]. A) Evolución para 300 pasos. B) Evolución para 12490 pasos.	147
Figura 4.64 Fases del modelo numérico desarrollado por Vilardaga [68].	148
Figura 4.65 Resultados de las modelaciones realizadas por Vilardaga [68] A) Comparación entre la deformación del modelo numérico y la topografía en la corona de la ladera de la zona de estudio. B) Deformación de la topografía debida a la descarga. C) Esfuerzos de tensión en la corona y en la pata de la ladera.	149
Figura 4.66 Fases de erosión de un río. Tomado de Holmes [28].	149
Figura 4.67 Estratigrafía del perfil del río Wear en Durham. Tomado de Holmes [28].	150
Figura 4.68 Modelo Denudacional-Fluvial. Elaboración propia.	151
Figura 4.69 Comparación resultados modelación con mecanismos de falla teóricos. Hutchinson [30].	152
Figura 4.70 Fases de descarga del modelo fluvial. A) Fase 1. B) Fase 2. C) Fase 3 y D) Fase 4.	154
Figura 4.71 Escenario: Denudacional Fluvial. A) Dirección y magnitud esfuerzo principal mayor. B) Dirección y magnitud esfuerzo principal menor	155

Figura 4.72 Modelo fluvial. A. Tensor de esfuerzos. B. Máxima tasa de deformación cortante.....	156
Figura 4.73 Modelo fluvial A) Esfuerzo desviador. B) Esfuerzo cortante	157
Figura 5.1 Secuencia de procesos geológicos y geomorfológicos. Holmes [28].....	160
Figura 5.2 Variación topográfica del modelo de plegamiento propuesto por Ruh et al [55] para diferentes parámetros de resistencia geomecánica de los estratos débiles.	162
Figura 5.3 Dimensiones modelo progresivo. Elaboración propia.....	163
Figura 5.4 Levantamiento topográfico durante la fase de empuje tectónico Elaboración propia	164
Figura 5.5 fases de degradación y descarga del material. A. Cohesión de $2e7$ Pa. B. Cohesión $1e7$ Pa C. Cohesión $5e6$ Pa D. Descarga del material 50 m	165
Figura 5.6 Fase de descarga fluvial, modelo progresivo	166
Figura 6.1 Levantamiento del relieve en zona de subducción.....	167
Figura 6.2 Trayectoria de esfuerzos principales modelo de subducción.....	169
Figura 6.3 Ladera de análisis. Escenario Empuje tectónico.	170
Figura 6.4 Factor de Seguridad. Escenario Empuje tectónico. A. Considerando la morfogénesis. $FS=18.7$. B. Modelo Convencional. $FS>60$	171
Figura 6.5 Modelo empuje tectónico distribución de esfuerzos A. Principal mayor. B. principal menor. C. Cortante	174
Figura 6.6 Modelo empuje tectónico distribución de esfuerzos A. Tensor de esfuerzos. B. Esfuerzo desviador. C. Esfuerzo en el plano YY.....	175
Figura 6.7 Modelo empuje tectónico distribución de esfuerzos A. Esfuerzo en el plano XX. B. Dirección de esfuerzos principales mayores. C. Dirección de Iso esfuerzos principales menores	176
Figura 6.8 Ladera de análisis. Escenario Empuje tectónico: Falla Inversa.	177
Figura 6.9 Factor de Seguridad. Escenario Empuje tectónico-Cabalgamiento. Considerando la morfogénesis. $FS=1.54$]	178
Figura 6.10 Modelo tectónico – Cabalgamiento A. Principal mayor. B. principal menor. C. Cortante.....	180
Figura 6.11 Modelo tectónico – Cabalgamiento A. Tensor de esfuerzos. B. Esfuerzo desviador. C. Esfuerzo YY	181
Figura 6.12 Modelo tectónico – Cabalgamiento A. Esfuerzos XX. B. Dirección y magnitud de esfuerzos principales mayores. C. Dirección y magnitud de esfuerzos principales menores.....	182
Figura 6.13 Ladera de análisis. Escenario Valle de Extensión	183
Figura 6.14 Factor de Seguridad. Escenario Valle de Extensión. A. Considerando la morfogénesis: $FS=36.81$. B. Condición K_0 : $FS=37.33$	184
Figura 6.15 Modelo Valle de Extensión. Magnitud y dirección de A. Esfuerzo principal mayor. B. Esfuerzo principal menor. C. Tensor de esfuerzos.....	186
Figura 6.16 Modelo Valle de Extensión. Magnitud y distribución de A. Esfuerzo principal mayor. B. Esfuerzo principal menor. C. Cortantes	187
Figura 6.17 Modelo Valle de Extensión. A. Magnitud y dirección del esfuerzo desviador. B. Zonas de compresión y extensión. C. Zonas de plastificación	188
Figura 6.18 Ladera de análisis. Escenario Extensión falla normal	189

Figura 6.19 Factor de Seguridad Modelo Extensión – Graben. A. Escenario considerando la morfogénesis. FS=18.31. B Escenario convencional. FS=20.14.	190
Figura 6.20 Distribución y magnitud de esfuerzos para los escenarios A. Considerando la morfogénesis y B. modelo convencional. De los esfuerzos 1. Principal mayor. 2.Principal menor. 3. Cortante.....	192
Figura 6.21 Modelo Extensión-Graben. A. Tensor de esfuerzos. B. Zonas de compresión y extensión. C. Esfuerzo diferencial.....	193
Figura 6.22 Distribución, magnitud y dirección de esfuerzos para los escenarios A. Considerando la morfogénesis y B. modelo convencional. De los esfuerzos 1. Principal mayor. 2.Principal menor.	194
Figura 6.23 A. Ladera de análisis. Escenario Modelo denudacional- Erosión. B. Distribución de la cohesión en la ladera.	195
Figura 6.24 Factores de Seguridad para los modelos A. Morfogenéticos y B. Convencional; para 1. Material en la corona de la ladera. 2. Material depositado y 3. Falla general	197
Figura 6.25 Modelo denudacional- Erosión: Distribución y magnitud de esfuerzos para los escenarios A. Considerando la morfogénesis y B. modelo convencional. De los esfuerzos 1. Principal mayor. 2.Principal menor. 3. Cortante	198
Figura 6.26 Modelo escenario erosional. A. Tensor de esfuerzos. B. Esfuerzo desviador.	199
Figura 6.27 Modelo escenario erosional. Dirección de esfuerzos principales A. Mayores. B. Menores.....	200
Figura 6.28 Escenario de modelación del Ambiente Denudacional Fluvial.....	201
Figura 6.29 Factor de Seguridad modelo denudacional fluvial. A. Modelo morfogenético FS=1.31 B. Modelo convencional. FS=1.34.	202
Figura 6.30 Modelo ambiente fluvial. Magnitud y distribución de esfuerzos A. Principal mayor. B. principal menor. C. Cortante.	204
Figura 6.31 Modelo ambiente fluvial. A. Tensor de esfuerzos. B. Esfuerzo diferencial. C. Zonas de compresión y de tensión	205
Figura 6.32 Modelo fluvial. Magnitud, dirección y distribución de los esfuerzos principales. A. Mayores. B. Menores.	206
Figura 6.33 Ladera de análisis. Escenario progresivo.....	207
Figura 6.34 Factor de Seguridad del escenario progresivo para la roca moderadamente meteorizada para A. Escenario morfogenético. FS=1.42. B. Escenario convencional FS=1.58.....	209
Figura 6.35 Factor de Seguridad del escenario progresivo para falla general A. Escenario morfogenético. FS=4.93. B. Escenario convencional FS=4.92.....	210
Figura 6.36 Modelo escenario progresivo. Esfuerzos A. Principal mayor. B. Principal menor. C. Cortante	211
Figura 6.37 Modelo escenario progresivo. A. Tensor de esfuerzos. B. Esfuerzo desviador.	212
Figura 6.38 Modelo escenario progresivo. Esfuerzos principales A. Mayores. B. Menores	213

Lista de tablas

Tabla 2.1 Descripción de ambientes geomorfológicos. Carvajal [12]	10
Tabla 2.2 Agentes y procesos geomorfológicos exógenos. Adaptado de Villota [66]	18
Tabla 4.1 Perfil estratigráfico Corteza Oceánica	99
Tabla 4.2 Columna estratigráfica del modelo Empuje Tectónico	106
Tabla 4.3 Columna estratigráfica Modelo Empuje Tectónico- Cabalgamiento	113
Tabla 4.4 Columna estratigráfica Modelo Valle de Extensión	122
Tabla 4.5 Columna estratigráfica Modelo Extensión-Graben.	127
Tabla 4.6 Columna estratigráfica Modelo Erosión	139
Tabla 4.7 Perfil estratigráfico Modelo Fluvial	151
Tabla 5.1 Perfil estratigráfico Modelo progresivo	163

Lista de Símbolos y abreviaturas

Símbolos

Símbolo	Término	Unidad
A	Área de la superficie del elemento de la malla	m^2
c	Cohesión	Pa
E	Módulo de elasticidad	Pa
FS	Factor de Seguridad	-
G'	Módulo de rigidez al cortante	Pa
σ_n	Esfuerzo normal	Pa
H	Altura del talud	m
σ_s	Esfuerzo cortante	Pa
K_a	Coefficiente de presión de tierras activo	-
K_p	Coefficiente de presión de tierras pasivo	-
K_o	Coefficiente de presión de tierras en reposo	-
m	Masa del elemento de la malla	g
n_i	Vector unitario normal a la superficie	-
ρ	Densidad	$\frac{g}{m^3}$
Δs	Longitud entre las esquinas opuestas de un elemento de la malla	m
τ	Esfuerzo cortante	Pa
t	Tiempo	s
\ddot{u}	Aceleración	$\frac{m}{s^2}$

Símbolo	Término	Unidad
ν	Relación de Poisson	-
ω	Radio de curvatura	m
σ_1	Esfuerzo principal mayor	Pa
σ_2	Esfuerzo principal intermedio	Pa
σ_3	Esfuerzo principal menor	Pa
$\sigma_1 - \sigma_3$	Esfuerzo desviador	Pa
σ_{xx}	Esfuerzo normal en la dirección x	Pa
σ_{yy}	Esfuerzo normal en la dirección y	Pa
σ_{zz}	Esfuerzo normal en la dirección z	Pa
$\Delta\sigma$	Incremento del esfuerzo	Pa
\emptyset	Ángulo de fricción interna	°
\emptyset_p	Ángulo de fricción pico	°
\emptyset_r	Ángulo de fricción interna residual	°

1.Introducción

1.1. General

El trabajo presentado en esta tesis abarca los campos de la geomorfología y la geotecnia, específicamente en el estudio de la estabilidad de laderas y la modelación numérica. A partir del estudio de los procesos de formación geomorfológicos, se definieron modelos numéricos para representar el historial de esfuerzos generado durante la formación del relieve y entender la influencia de estos procesos en la estabilidad de las laderas.

La condición de estabilidad de las laderas es definida por factores intrínsecos (geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos y geotécnicos) y exógenos (lluvias y sismos), que al analizarse y relacionarse correctamente permiten comprender con más precisión los procesos de inestabilidad y dar soluciones ingenieriles de intervención. Las condiciones geomorfológicas relacionan el origen de la forma del relieve y el ambiente de formación de la roca o el suelo, con la estabilidad y la respuesta hidrológica y dinámica de las laderas. La morfogénesis, como componente de la geomorfología, define los procesos de carga que llevaron la ladera a su geoforma actual.

Las diferentes geoformas son consecuencia de la interacción de la corteza con diferentes agentes geomorfológicos que producen en el relieve procesos de carga y descarga que lo moldean. Los agentes y procesos geomorfológicos que actúan sobre el relieve dependen de las condiciones geológicas y climáticas locales, características que son agrupadas en ambientes geomorfológicos. Se propone conocer la influencia de estos procesos sobre el estado de esfuerzos de los materiales del relieve durante la morfogénesis, particularmente para los ambientes geomorfológicos estructurales, denudacionales y fluviales.

Se realiza la modelación numérica de los procesos geomorfológicos para los diferentes ambientes de formación en el programa de diferencias finitas FLAC 2D, aplicando modelos elastoplásticos, con una ley de plasticidad tipo Mohr-Coulomb asociado con una ley de

ablandamiento por deformación. Se mencionan y justifican los parámetros y condiciones de borde utilizados en los modelos, los cuales fueron adoptados principalmente a partir de la recopilación de estudios previos en el área de la geofísica.

La condición de esfuerzos y deformaciones resultantes de las modelaciones se estudia en tres fases: en la primera, se realiza un análisis de la condición de esfuerzos en el modelo de procesos geomorfológicos; en la segunda se enfoca el estudio en una ladera particular y, finalmente, se hace una comparación con una ladera de igual geoforma pero con una distribución de esfuerzos geostática; esta se realiza considerando los parámetros del Factor de Seguridad y la distribución, magnitud y dirección de los esfuerzos.

Se explican los términos y conceptos geológicos y geomorfológicos que no son comunes en el campo de la ingeniería civil.

1.2. Hipótesis

En el marco de la investigación, se desarrolló el trabajo bajo las siguientes hipótesis y consideraciones de análisis:

- Al estudiar los procesos de carga y descarga durante la morfogénesis de las laderas se encontrará diferencia entre la distribución, dirección y magnitud de esfuerzos, y las condiciones de estabilidad en el cuerpo de la ladera, al compararlo con una de misma morfometría que no considera dichos procesos.
- La acumulación de la deformación cortante obtenida durante las modelaciones representará los posibles mecanismos de falla en la ladera, los cuales se podrán asociar con sus respectivos ambientes de formación.
- Los modelos desarrollados no consideran el gradiente de temperatura que existe a medida que se profundiza la corteza terrestre.
- La comparación de las laderas que consideran los procesos de la morfogénesis con las que no se podrá realizar mediante el criterio del Factor de Seguridad, el cual, es un parámetro cuantitativo que indicará una diferencia en la estabilidad de ambas laderas.
- Los procesos geomorfológicos actuantes en modelos de escalas dimensionales relativamente mayores, comparados con la altura de las laderas, tienen influencia en la condición de esfuerzos de éstos. Por ejemplo, modelos de procesos de subducción y obducción.

1.3. Objetivo de la investigación

1.3.1. Objetivo general

Evaluar la relación existente entre la morfogénesis y la estabilidad de las laderas, a partir de la modelación numérica de los procesos de carga-descarga que dieron origen a las geoformas en diferentes ambientes de formación.

1.3.2. Objetivos específicos

- Revisar el estado del arte de investigaciones que han estudiado la formación del relieve mediante modelación numérica, la condición de esfuerzos de la corteza terrestre debida a procesos morfológicos y la relación entre la estabilidad de la ladera y su geoforma.
- Realizar la modelación numérica mediante herramientas computacionales de los procesos de carga que dieron origen a las geoformas asociadas a diferentes ambientes de formación.
- Relacionar la condición de esfuerzos que se presentan en los diferentes ambientes de formación y los posibles mecanismos de falla que se pueden presentar en éstos.

1.4. Estructura del documento

El desarrollo del presente trabajo investigativo se organizó de la siguiente manera:

En el Capítulo 1 se presenta la introducción, objetivos e hipótesis del trabajo de investigación.

En el Capítulo 2 se presenta el marco teórico, definiendo conceptos geomorfológicos utilizados durante las modelaciones. Se da la definición general de geomorfología y su aplicabilidad en el estudio de la estabilidad de laderas, y se definen sus tres componentes: morfogénesis, morfometría y morfodinámica. Para cada componente, se explica de manera general su influencia en el estado de esfuerzos de los materiales de las laderas y su estabilidad.

En el Capítulo 3 se presenta la metodología de investigación empleada en el proyecto, explicando de manera general el método numérico y el procedimiento de cálculo que utiliza

el programa FLAC 2D. Se explican los modelos constitutivos y los criterios de modelación utilizados. Finalmente, se define la metodología para calcular el Factor de Seguridad.

En el Capítulo 4 se explica la metodología utilizada para la elaboración de los escenarios a modelar. Se hace la revisión de antecedentes de modelaciones para los ambientes de formación geomorfológicos específicos de esta investigación. Se analizan los criterios geológicos y geotécnicos asumidos por diferentes autores y finalmente se proponen los modelos de análisis propios.

En el Capítulo 5 se elabora un modelo que incluye diferentes procesos geomorfológicos; se diferencia de los propuestos del capítulo anterior en que éste incluye procesos de diferentes ambientes (carga y descarga) a diferentes escalas de análisis. Se llama a este escenario *modelo de fases progresivas*, y está dividido en 3 fases de carga: en la primera se modela un proceso de carga tectónica; en la segunda, un proceso de descarga por erosión y, por último, un proceso de descarga fluvial.

En el Capítulo 6 se presentan los resultados de las modelaciones de todos los escenarios enfocando el análisis en una ladera en particular. Se analiza la distribución y magnitud de los esfuerzos principales y se calcula el Factor de Seguridad. A partir de los resultados, se identifican los posibles mecanismos de falla en cada ambiente analizando las zonas de mayor tasa de incremento de deformación cortante. Finalmente se comparan los resultados de las modelaciones de los procesos geomorfológicos con los obtenidos en los escenarios sin considerar la morfogénesis.

En el Capítulo 7 se presentan las conclusiones de toda la investigación en general, de los resultados obtenidos de las modelaciones y de las comparaciones realizadas con modelos con distribución de esfuerzos geostáticos

2. Geomorfología en la estabilidad de laderas

2.1. Definición

La Geomorfología es la ciencia que define las formas del terreno y los procesos que la condujeron a su formación, investiga las interacciones de las formas y los procesos en su distribución espacial (Zuidam [65]). Profundiza en el estudio del origen, evolución, composición y disposición estructural de las geoformas, así como de las fuerzas, agentes y procesos responsables de su morfología actual (Villota [66]).

Su finalidad es la descripción de las formas del terreno y la explicación de su origen, la descripción de la evolución de las geoformas a través del tiempo geológico, la definición de los materiales que la componen, la clasificación de los paisajes según el proceso dominante, composición y edad, y la explicación de la magnitud de los agentes y procesos geomorfológicos modeladores (Carvajal [12]).

El estudio de los procesos geomorfológicos describe las fuerzas y agentes actuantes en la corteza terrestre durante el origen y la evolución de las geoformas. Estas fuerzas y agentes producen desplazamientos, plegamientos, fallas, diaclasamientos, transporte, sedimentación, meteorización, entre otros procesos que definen la composición y el estado de los esfuerzos de las laderas, los cuales, finalmente determinan la probabilidad de ocurrir un deslizamiento ante la intervención de un proyecto de infraestructura, un asentamiento urbano o una presa hidráulica.

En la Ingeniería Civil, la Geomorfología constituye una herramienta fundamental para poder evaluar y proyectar el comportamiento de los terrenos, y su interrelación con obras de infraestructura; las ramas de investigación de la geomorfología de mayor aprovechamiento en el estudio de laderas son el drenaje de las cuencas y el estudio de la forma de las laderas.

Asimismo, el estudio de la geomorfología en los análisis de susceptibilidad y amenaza por deslizamientos es de gran importancia, ya que contribuye con información geométrica y espacial, brindando información de los materiales del terreno y de su estabilidad.

Actualmente, la metodología para la zonificación de susceptibilidad y amenaza relativa por movimientos en masa en Colombia, elaborado por el Servicio Geológico Colombiano [57], determina el grado de influencia de la geomorfología en el cálculo de la susceptibilidad, a partir de la calificación de los atributos: morfometría, morfodinámica y morfogénesis. Estos atributos geomorfológicos describen de manera general la geometría, las condiciones heredadas durante su origen y la tendencia actual de generar procesos de remoción en masa. A continuación, se definen estas tres categorías y se detalla la influencia de cada una de ellas en la condición de esfuerzos en taludes y laderas.

2.2. Morfogénesis

La morfogénesis define los procesos y los ambientes que, durante el periodo de tiempo geológico, interactuaron con la corteza terrestre y dieron como resultado la geoforma actual. El origen de la geoforma depende de los ambientes y procesos geomorfológicos actuantes en la superficie del terreno en diferentes proporciones e intensidades.

Los ambientes geomorfológicos son los marcos espaciales de formación y evolución del relieve, mientras que los procesos geomorfológicos son los factores asociados a esta formación.

Los procesos de génesis y evolución de la corteza, denominados también procesos geomorfológicos, son determinados por fuerzas internas de la Tierra y agentes geomorfológicos externos. Las fuerzas internas se conocen como *procesos endógenos* (diastrofismo y vulcanismo) que crean el relieve desde el interior de la corteza. Los agentes geomorfológicos externos se conocen como *procesos exógenos* que nivelan, modelan o allanan el relieve.

De esta manera, los procesos endógenos, conocidos como geodinámica interna o tectodinámica, son la expresión de materia y energía al interior de la corteza terrestre, que producen las deformaciones en las rocas y la generación del relieve montañoso. Estos procesos son la orogénesis, la expansión de los fondos oceánicos, el vulcanismo, los

movimientos sísmicos y la inclusión magmática. Todos estos tienen la posibilidad de involucrarse entre sí.

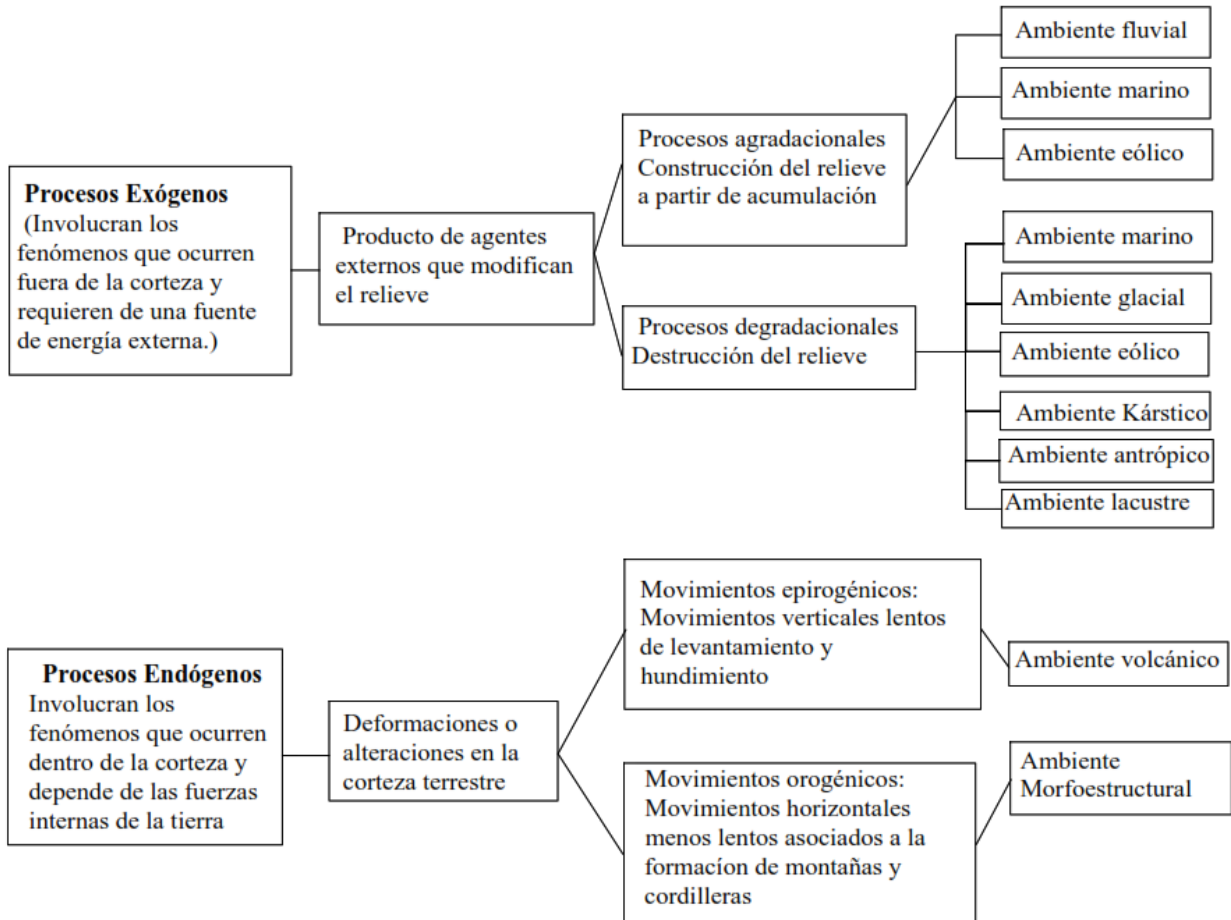
Por su parte, los procesos exógenos se definen a partir de la interacción del relieve con agentes y fuerzas externas tales como: la gravedad, la dinámica marítima (mareas), la dinámica atmosférica (vientos), el ciclo hidrológico (lluvia y nieve) y los agentes de meteorización (ver la Figura 2.1).

Un mismo agente puede generar diferentes procesos geomorfológicos para un mismo ambiente; una muestra de esto es cuando en un ambiente denudacional-fluvial, el agua genera laderas con rasgos erosionales o deposicionales de acuerdo con el contexto en el cual se desarrolle el proceso. De la misma forma, relieves que se formaron inicialmente por un proceso geomorfológico pudieron haber sido modificados por otro, y entonces se debe distinguir entre formas originales (primarias) y formas derivadas; es el caso de las geoformas de génesis estructural que han sido modificadas fuertemente por la erosión.

En general, los procesos geomorfológicos definen el estado del material superficial, la superficie topográfica y las condiciones de drenaje del relieve, factores que condicionan la estabilidad de la ladera. Por ejemplo, una ladera en un ambiente tectónico presenta una morfometría caracterizada por escarpes empinados, a diferencia de una de un ambiente de deposición fluvial, caracterizada por una morfometría de pendiente moderada. Por otro lado, se encuentran laderas que, con una morfometría similar (pendiente y concavidad) pero de una morfogénesis diferente, fueron sometidos a procesos y agentes geomorfológicos distintos en diferente intensidad, que condicionaron su composición y su estado de esfuerzos. Para el análisis de la ocurrencia de deslizamientos, Aristizábal [1] considera que el estudio de la geomorfología es esencial y se deben entender los procesos que modelan la superficie.

Estudiar la morfogénesis de una zona de estudio o ladera bajo un principio de uniformismo, en donde los procesos modeladores que actuaron sobre el relieve son los mismos que actuarían en la actualidad pero a diferente intensidad, permite inferir la susceptibilidad a que se generen deslizamientos debido a la influencia de estos procesos.

Figura 2.1 Procesos geomorfológicos actuantes en el relieve terrestre. Modificado de Tenjo [36].



A continuación, se presentan los procesos exógenos y endógenos definidos por Holmes [28].

Procesos endógenos:

- **Movimiento de tierras:** Levantamiento y hundimiento de la corteza terrestre y del lecho marino. Formación de cadenas montañosas compresión lateral de las rocas de la corteza (plegamiento y cabalgamiento)
- **Actividad ígnea:** La intrusión de magma y la extracción de lava y otros materiales volcánicos.
- **Metamorfismo:** La transformación de rocas preexistentes en nuevos tipos de rocas por la acción del calor, de la presión, de esfuerzos y de fluidos migratorios químicamente activos.

Procesos exógenos:

- Denudación: Meteorización, erosión y transporte. Cambio del relieve y remoción de la roca superficial mecánicamente o por disolución.
- Depositación: De detritos transportados mecánicamente, de materia orgánica, principalmente restos de vegetación, y de materiales transportados por disolución, por evaporación, por precipitación química o por la intervención de organismos vivos.

El ambiente geomorfológico agrupa las condiciones físicas, químicas, bióticas y climáticas bajo las cuales se formó el relieve. Se determina con base en la interpretación de los procesos geomorfológicos registrados en el terreno que dieron lugar a la formación, evolución y modificación de las geoformas.

2.2.1. Ambientes de formación geomorfológica

Los ambientes de formación geomorfológica definidos por Carvajal [12], se describen en la Tabla 2.1. Para este trabajo, se realizó el estudio de los ambientes de formación donde los procesos de carga y descarga sean los mayores responsables de la forma del relieve; los cuales son, a consideración del autor, el ambiente estructural, el ambiente denudacional y el ambiente fluvial.

Tabla 2.1 Descripción de ambientes geomorfológicos. Carvajal [12]

AMBIENTE	DESCRIPCIÓN
MORFOESTRUCTURAL	Corresponde a las geoformas generadas por la dinámica interna de la tierra, especialmente las asociadas a plegamientos y fallamientos.
VOLCÁNICO	Asociado a ambientes en los cuales predominan procesos volcánicos por la extrusión de materiales fundidos del interior de la tierra.
DENUDACIONAL	Ambiente donde predominan procesos erosivos y de transporte sobre geoformas pre-existentes.
FLUVIAL	Geoformas generadas por los procesos relacionados con la actividad fluvial.
MARINO PROFUNDO Y COSTERO	Geoformas construidas por la actividad de las corrientes marinas y el oleaje costero del mar
GLACIAR	Definido por las geoformas originadas por procesos durante periodos de glaciación, tanto de los casquetes polares, como en altas montañas.
EÓLICO	Geoformas formadas por la acción del viento como agente modelador del relieve.
KÁRSTICO	Geoformas generadas de la meteorización y dilución de rocas y materiales de fácil dilución en ambientes húmedos y cálidos, tales como las calizas y la sal.
ANTROPOGÉNICO	Geoformas formadas por la modificación del relieve por actividad antrópica.

2.2.1.1. Ambiente estructural

El ambiente estructural agrupa las geoformas generadas por la geodinámica de las placas tectónicas, que producen procesos de compresión y extensión de gran magnitud, capaces de plegar y deformar las rocas de la corteza terrestre. Estos procesos se conocen como orogénicos y son los responsables de la formación de las principales cadenas montañosas o cordilleras.

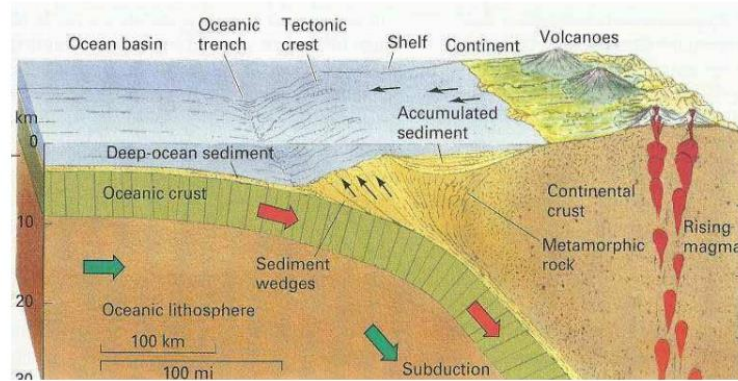
La litósfera está constituida por un sistema global de placas tectónicas, 14 grandes placas y 38 pequeñas para un total de 52. Éstas interactúan entre sí de tres maneras: se deslizan horizontalmente una junta a otra, se separan por dorsales oceánicas o convergen.

La corteza se divide en dos zonas: la corteza continental y la corteza oceánica. La expansión de la corteza oceánica en las dorsales, durante el ascenso de materiales procedentes del manto, genera el movimiento de la corteza continental y el hundimiento de la corteza oceánica debajo de la corteza continental en zonas conocidas como de subducción. La energía que genera el desplazamiento de la litosfera proviene del manto superior, en la cual ocurren corrientes de convección, que originan un desequilibrio de temperatura que hace desplazar y descender los materiales de la corteza en las zonas de subducción.

En la Figura 2.2 se representa el proceso de Subducción de la corteza oceánica bajo la continental. Cuando el frente de la corteza oceánica en la zona de subducción ha alcanzado una profundidad de 100 km aproximadamente, entra en contacto con la atmósfera en una zona de altas temperaturas, haciendo que los fluidos migren a la parte superior. La deshidratación disminuye el punto de fusión de las rocas e inicia el proceso de formación de magma, el cual asciende generando en la superficie la línea de volcanes, llamada arco volcánico.

Las fuerzas y presiones generadas durante estos procesos de subducción, determinan el plegamiento de las geoformas en el margen continental. Considerando que la geoforma natural de las rocas sedimentarias es plana, los procesos endógenos generan deformaciones elásticas, plásticas (dando lugar a estructuras plegadas) y de ruptura (fallas y diaclasamientos).

Figura 2.2 Modelo esquemático de subducción oceánica, Tomado de Quintero [51].



Otro tipo de interacción existente entre placas es la obducción, donde la corteza continental converge y se incrusta en otra corteza continental, generando un levantamiento vertical del relieve que puede alcanzar hasta kilómetros. La corteza continental, por su contenido sílico, presenta menor densidad que la corteza oceánica, lo cual le impide ser subducida grandes distancias. Como consecuencia, cuando ocurre la colisión entre dos placas continentales se genera un acortamiento que forma una cadena montañosa.

Un ejemplo de una colisión continental es el sistema orogénico del Himalaya, con el Tibet, formado hace 55 Ma, y aún estando activa. Meng, et al [43] proponen un modelo conceptual de la evolución geomorfológica de este proceso tectónico de colisión (ver la Figura 2.3), iniciando con la subducción de la placa oceánica existente en la era paleozoica, y la posterior colisión entre la corteza continental de India y la corteza continental de Asia.

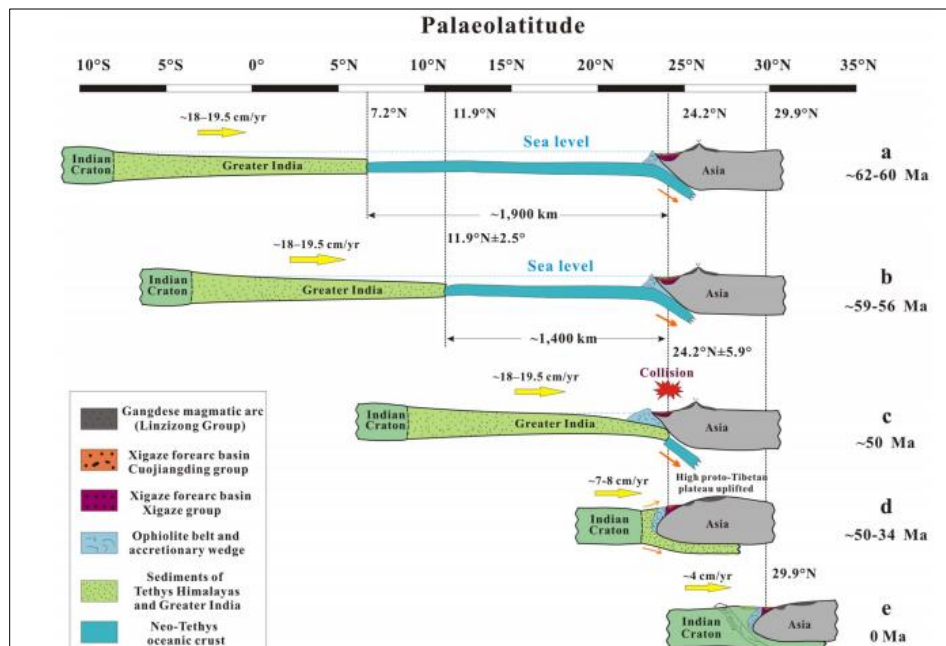
Modelos de evolución de la geofoma:

La variación de la forma del relieve se diferencia dependiendo del ambiente tectónico y climático. Varios geólogos propusieron esquemas para explicar la evolución del relieve o el ciclo geomorfológico teniendo en cuenta estos dos ambientes. A inicios de 1900, William Morris Davis, propuso un modelo geomorfológico mostrando la evolución topográfica en tres fases: juventud, madurez y vejez. El modelo de Davis propone que las fuerzas tectónicas son un impulso que ocurre al inicio del ciclo geológico y toda la evolución topográfica ocurre durante este proceso. Seguido a esto, los procesos geomorfológicos de

erosión, transporte y depositación degradan la superficie, llevando, como resultado, a una geoforma casi plana.

Posteriormente, en 1953 Walther Penck, plantea otra teoría de evolución geomorfológica en la cual sugiere que en vez de tener toda la deformación tectónica en el inicio del ciclo, las fuerzas tectónicas deforman el relieve con un patrón ondular. En este esquema, la magnitud de la deformación incrementa gradualmente hasta llegar a un máximo para luego disminuir lentamente, en vez de incrementar la topografía abruptamente al inicio del ciclo seguido de largos periodos de erosión, como propuso Davis. El modelo de Penck muestra constantes tasas crecientes de deformación que acelera el levantamiento del relieve y que los procesos geomorfológicos ocurren durante la construcción topográfica de las montañas, siendo éstas el resultado de la compensación entre el levantamiento y la erosión.

Figura 2.3 Dinámica de evolución de la colisión de las placas continentales India-Asia, Tomado de Meng, et al [43].



Un tercer modelo es propuesto por Hank en 1975, quien sugiere que cuando las tasas de deformación tectónica y de erosión se mantienen durante largos intervalos, el relieve entra en un balance o equilibrio dinámico. Teniendo en cuenta que la resistencia de las rocas es finita, la deformación del relieve llega a un límite inclusive si las fuerzas tectónicas siguen

actuando por largos periodos de tiempo. Entonces, si el relieve continua creciendo, llega un punto en que los esfuerzos aplicados en las laderas son mayores a su resistencia, generando falla en la ladera, limitando la altura de la topografía y entrando a un estado estacionario o a un equilibrio dinámico. Consecuentemente, las tasas de formación de montañas y las tasas de erosión llegarán a un balance a largo plazo.

Al analizar la evolución geomorfológica de las laderas, se debe indagar cual teoría es aplicable. Una manera de hacerlo es considerar las escalas temporales de deformación topográfica con respecto a la respuesta geomorfológica. Por ejemplo, si en un ambiente geomorfológico ocurre un sismo que crea de manera “instantánea” un cambio topográfico en forma de escarpe de falla; si el tiempo en que se produce otro sismo significativo es relativamente largo comparado con el tiempo en que los procesos geomorfológicos erosivos producen la degradación del escarpe inicial, se puede considerar la evolución geomorfológica como un modelo de tipo Davis a menor escala. Por otro lado, si para este escenario, se produce otro evento sísmico antes de que se genere la degradación del escarpe de falla, el cual lo enmarca más, se consideraría un modelo de tipo Penk. En efecto también es posible alcanzar un balance entre el crecimiento del escarpe de falla y la degradación manteniendo un equilibrio en la topografía, siendo un modelo de tipo Hank.

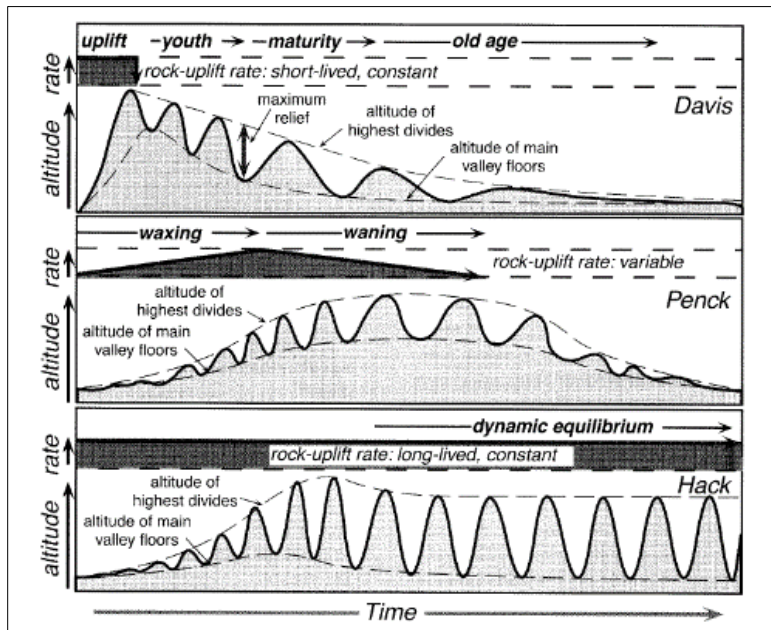
En la

Figura 2.4 se presenta la variación del relieve topográfico con respecto al tiempo, para los modelos de evolución geomorfológica planteados por Davis, Penk y Hanck. Se muestran las tasas de levantamiento del relieve por procesos tectónicos propuesta por cada autor.

Esfuerzos:

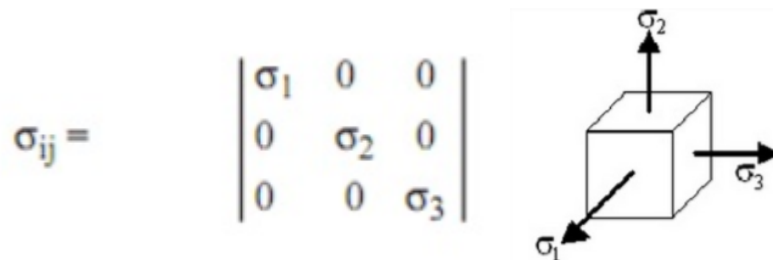
Las rocas que conforman la corteza terrestre están sujetas a fuerzas por acción de la gravedad, por movimiento de placas tectónicas y por la masa de rocas, de agua y de aire alrededor de ellas. Se clasifican típicamente en dos tipos de fuerzas: fuerzas de cuerpo y fuerzas de superficie. Las fuerzas de cuerpo actúan igualmente en cada elemento de un volumen de referencia, mientras que las fuerzas de superficie actúan sobre y a lo largo de la superficie del elemento. Estrictamente éstas se conocen como esfuerzos, los cuales son definidos como la fuerza actuante por unidad de área (Ver la Figura 2.5).

Figura 2.4 Modelos de evolución geomorfológica. A) Davis. B) Penk, C) Hack. Tomado de Burbank [9].



Los esfuerzos actuantes en un plano de cualquier orientación pueden definirse por medio de dos componentes: Un esfuerzo normal (σ_n), actuando perpendicular a la superficie, y un esfuerzo cortante (σ_s), actuando paralelo a la superficie. Cada esfuerzo actuante en las rocas, debido al tectonismo, a la presión de tierras, a fuerzas hidrostáticas, etc., puede ser representados por un vector, y se puede conocer el estado de esfuerzos de un elemento en el continuo por medio de un tensor de esfuerzos. El tensor total de esfuerzos puede ser subdividido en tres componentes ortogonales entre sí, llamados el esfuerzo principal máximo (σ_1), el intermedio (σ_2) y el mínimo (σ_3). Cuando los esfuerzos principales son iguales, $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, se conoce como un estado geoestático de esfuerzos. Para cambiar esta condición de esfuerzos se utiliza el término del esfuerzo desviador $\Delta\sigma$, resultado de la contribución tectónica.

Figura 2.5 Tensor de esfuerzos principales.



La existencia de un esfuerzo desviador puede causar la deformación de la roca, incluyendo un cambio en tamaño (dilatación), en su forma (distorsión) y en su orientación (rotación). No todas las deformaciones son permanentes; si los esfuerzos resultantes son inferiores al límite elástico, las deformaciones son recuperables. Una vez que los esfuerzos excedan el límite elástico o la resistencia al corte, se presentarán deformaciones plásticas o la ruptura; en ambos se causa una deformación permanente. Cuando una roca se deforma por ruptura, se forma una superficie discreta o de falla. Cerca de la superficie, las rocas presentan principalmente fallas, pero a mayores profundidades, y dependiendo al tipo de roca, presentan flujo plástico.

Fallas:

Cuando a las rocas se les aplican esfuerzos que exceden su resistencia, éstas fallan, se pliegan o se plastifican. Diferentes tipos de fallas (Normal, Inversa y De rumbo) caracterizan los ambientes tectónicos y la condición de esfuerzos en la corteza terrestre como se muestra en la Figura 2.6.

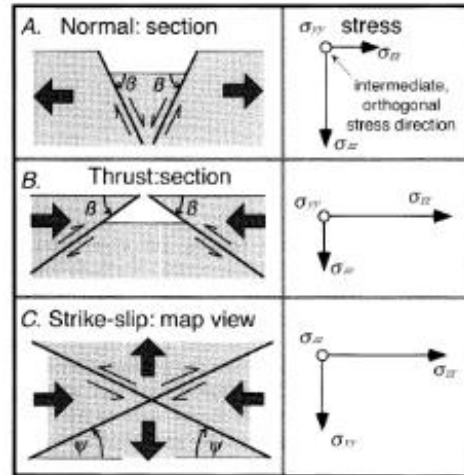
Para que una falla normal ocurra, se debe aplicar un esfuerzo desviador en dirección horizontal ($\Delta\sigma_{xx}$), contrario o negativo respecto al esfuerzo horizontal geostático (σ_x), que exceda la resistencia al corte de la roca, siendo entonces el esfuerzo desviador menor a cero ($\Delta\sigma_{xx} < 0$) y el esfuerzo horizontal menor al esfuerzo vertical ($\sigma_{xx} < \sigma_{zz}$).

Si no hay deformación en la dirección y, o que el esfuerzo desviador en la dirección y es cero ($\Delta\sigma_{yy} = 0$), la condición de esfuerzos principales será: $\sigma_{zz} > \sigma_{yy} > \sigma_{xx}$. En teoría, el plano de falla debería tener un ángulo de $45^\circ - \frac{\phi}{2}$ con respecto al esfuerzo de principal mayor, en este caso, el esfuerzo vertical; siendo ϕ el ángulo de fricción interna del material.

Para que una falla inversa ocurra, se aplica un esfuerzo desviador en la dirección x, generalmente, producto de fuerzas tectónicas. Considerando nuevamente el esfuerzo desviador en la dirección y intermedio, se tiene una condición de esfuerzos principales: $\sigma_{xx} > \sigma_{yy} > \sigma_{zz}$. Para una orientación horizontal del esfuerzo principal mayor, el plano de falla es de $45^\circ - \frac{\phi}{2}$ con respecto a la horizontal.

Para una falla de rumbo, se aplica un esfuerzo desviador en la dirección x y en la dirección y de signos opuestos, por ejemplo, si es de tensión ($\Delta\sigma_{yy} < 0$) el esfuerzo deberá ser a compresión ($\Delta\sigma_{xx} > 0$). Entonces la condición de esfuerzos principales es: $\sigma_{xx} > \sigma_{zz} > \sigma_{yy}$ o $\sigma_{yy} > \sigma_{zz} > \sigma_{xx}$.

Figura 2.6 A. Condición de esfuerzos falla normal. B. Condición de esfuerzos falla inversa. C. Condición de esfuerzos falla de rumbo o cizaña. Tomado de Burbank [9].



2.2.1.2. AMBIENTE DENUDACIONAL

Seguido a los procesos de orogénesis se generan constantes procesos de degradación y agravación de la corteza terrestre debido a diversos agentes exógenos como la dinámica de vientos en la atmósfera y el ciclo hidrológico. La fuerza de la gravedad, sumada a la acción de estos agentes, induce el desplazamiento del material superficial de la corteza, generando procesos degradacionales de remoción en masa y agradacionales de sedimentación coluvial y diluvial. Estos procesos son los causantes del remodelado y de la atenuación del relieve.

Los ambientes denudacionales hacen referencia a las geoformas generadas por procesos denudacionales o de degradación que operan de manera constante en toda la superficie expuesta de la corteza. Corresponden a la alteración de la roca, meteorización, remoción en masa y erosión, debidos a la acción de agentes geomorfológicos como: agua, hielo, temperatura, lluvia, escorrentía, oleaje, nieve y viento. En la Tabla 2.2 se presenta la relación entre el proceso denudativo y el agente causante.

Tabla 2.2 Agentes y procesos geomorfológicos exógenos. Adaptado de Villota [66]

AGENTE GEOMORFOLÓGICO	PROCESO DENUDATIVO
Agua, hielo, temperatura, organismos	Meteorización de rocas
Gravedad	Remoción en masa
Lluvia	Erosión pluvial
Gravedad + Agua	Remoción torrencial. Flujo de lodos.
Escorrentía	Erosión fluvial
Oleaje, corrientes costeras, mareas	Erosión marina
Nieve y hielo en movimiento	Erosión glacial
Viento	Erosión eólica

Los ambientes denudacionales dan origen a geoformas resultantes de procesos erosivos o de degradación (pérdida de material), como también a geoformas donde el proceso dominante fue la depositación o la agradación (aumento del material). Se consideran de mayor susceptibilidad a procesos de remoción en masa las geoformas agradacionales por sus condiciones de inestabilidad, ya que son la acumulación de un material desprendido, en muchos casos normalmente consolidados y alterados (coluviones, morrenas, talus, etc).

Una geoforma en la cual el responsable de su configuración superficial sea un proceso de erosión, ya sea por remoción del material o disección lineal, corresponde a un ambiente denudativo-erosional. Por otro lado, para afectaciones del relieve por erosión puntuales o de limitada extensión, no se considera que el ambiente geomorfológico predominante sea el denudativo, Zinck [74].

Es de gran importancia evaluar cuál es el proceso predominante sobre las geoformas. Por ejemplo, relieves de intenso fracturamiento producto del tectonismo, cuyos rasgos geomorfológicos corresponden a evidencias de fallamiento (escarpes de falla, lomos de falla, etc.), pero donde la geoforma actual es producto de los procesos denudativos actuantes, puede ser considerada como un ambiente estructural.

Agentes de erosión pueden haber modificado geoformas estructurales, por lo cual se debe hacer distinción de las formas originales (ambiente primario) y las formas derivadas (ambiente secundario), Zinck [74].

Los ambientes denudacionales se caracterizan por los procesos de descarga durante su formación, que exponen a la superficie rocas que estuvieron confinadas a grandes profundidades, disminuyendo los esfuerzos de confinamiento y generando zonas de tensión de alto interés, presentándose fallas, diaclasas de relajación, desprendimientos y deslizamientos de cuña. Un ejemplo de este proceso son los domos de exfoliación, característicos de rocas graníticas, donde una vez aliviada la carga, se genera una expansión y descomposición diferencial del material, separándose de la roca sana y terminando en exfoliación, ver la Figura 2.7.

Figura 2.7 Ejemplo típico de meteorización esferoidal en el cabo de Estaca de Bares en La Coruña, España. Iglesias [33].



Los tres procesos geomorfológicos de mayor relevancia y que son característicos de estos ambientes de formación son: la meteorización, la erosión y la remoción en masa.

Meteorización:

Debido a procesos de denudación, las rocas son liberadas de los esfuerzos de confinamiento natural y son expuestas a la atmósfera. La meteorización es el proceso de desintegración o descomposición de estas rocas expuestas a la acción de agentes atmosféricos (lluvia, temperatura, gases, etc.) y a la acción de la materia orgánica. Montero [44]. El producto de esta descomposición que yace sobre la roca parental se le conoce como *suelo residual*. Según el grado de meteorización del espesor del suelo residual, se clasifica en horizontes con diferentes características de composición y textura, las cuales definen el comportamiento ingenieril del suelo.

Por otra parte, el manto suelto de material descompuesto o desintegrado conocido como Regolito, es transportado por algún agente externo (agua, viento, hielo o gravedad), formando los suelos transportados o depósitos de gravedad. Las características de composición, tamaño y comportamiento varían según el agente de transporte.

La meteorización se clasifica, según los tipos de agentes que intervienen, de la siguiente forma: meteorización física, química y biológica. En la meteorización física las rocas se desintegran o se fragmentan mecánicamente debido a cambios de temperatura, expansión y contracción de las grietas por agua congelada o raíces, acción del viento, etc., sin presentar cambios mineralógicos en su composición. En la meteorización química, las rocas se descomponen presentando cambios mineralógicos hacia unas más débiles.

Las principales formas de meteorización física son:

- Expansión y contracción térmica: Por cambios de temperatura, los minerales de las rocas se expanden y contraen diferencialmente, dando lugar a la desintegración mecánica de las rocas.
- Alivio por descarga: Generación de grietas de tensión por alivio de esfuerzos de confinamiento durante los ciclos denudacionales.
- Desintegración por hidro-fracturación: Fracturación de las rocas por congelamiento y expansión del agua en las fisuras y grietas. El volumen del agua se incrementa un 9% al congelarse, generando altas presiones internas en la roca. (Montero [44]).
- Acción de plantas y organismos: Las raíces de los árboles penetran en las rocas a través de fisuras y grietas, y como consecuencia de su crecimiento en grosor y longitud agrandan las grietas donde penetran y crean nuevas fracturas.
- Humedecimiento y secado hídrico: Las lutitas, presentan cambios volumétricos en los ciclos de humedecimiento y secado provocados por la lluvia, generando fisuras que se propagan en el macizo.

Los procesos que generan la meteorización química son:

- Oxidación: Reacción de los minerales ricos en hierro con el oxígeno disuelto en el agua. El hierro ferroso de muchos silicatos ferromagnesianos se oxida y pasa al estado férrico dando lugar a óxidos e hidróxidos insolubles.
- Hidratación: Adición irreversible del agua a ciertos minerales.

- Hidrolisis: Acción del agua en estado iónico sobre los silicatos para formar silicatos hidratados.
- Carbonatación: El Anhídrido carbónico se disuelve en el agua y forma ácido carbónico el cual reacciona con minerales ricos en Ca, Mg, Na y K.
- Disolución: Sustancias que fácilmente se disuelven en el agua como la sal o el yeso.

Erosión:

Proceso geomorfológico de desprendimiento, transporte y deposición de los materiales alterados por agentes móviles (agua, viento y hielo), generando la pérdida de los materiales en la superficie. El agente erosivo de mayor relevancia es el agua, que afecta una gran área y desgasta en gran magnitud la superficie del relieve; adicional, las gotas de lluvia contribuyen al desprendimiento de las partículas. Los procesos erosivos modelan la superficie de terreno en un ciclo geomorfológico normal, o acelerado si hay intervención antrópica.

La erosión geológica natural se debe principalmente a la acción del agua, a la gravedad y a las variaciones de la temperatura. Ésta es lenta comparada al tiempo de formación de los suelos, permitiendo en la mayoría de los ambientes la formación de horizontes definidos de cobertura de suelo sobre los macizos rocosos. La erosión modela el relieve según sus características morfométricas, generando patrones de erosión o de drenaje, cuya forma, densidad, profundidad de disección y uniformidad dependen de factores litológicos, estructurales, topográficos y climáticos.

La erosión acelerada es un proceso denudacional de mayor intensidad y velocidad debido al cambio de las condiciones de la zona por la intervención del hombre, por ejemplo, producto de la deforestación antrópica. Se considera acelerada porque la tasa de remoción del suelo es mayor a la tasa de meteorización de la roca, originando laderas con afloramientos del macizo rocoso. Son procesos relativamente localizados y en algunos casos pueden ser controlados por el hombre.

Los tipos de erosión hídrica, representados en la Figura 2.8, son:

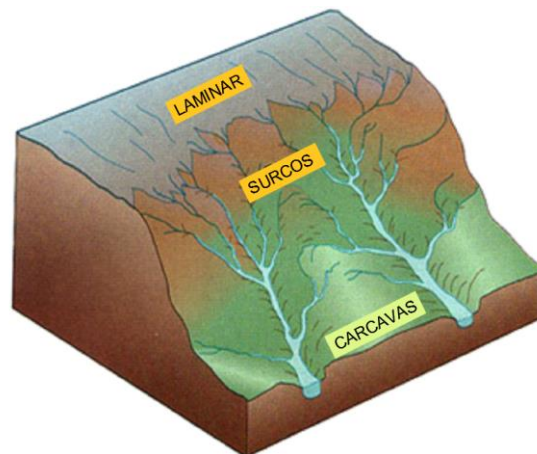
- Laminar
- En surcos
- En cárcavas
- Erosión interna o tubificación
- Por afloramiento de agua

La **erosión laminar** es el lavado de la superficie del terreno de manera uniforme, en láminas delgadas y sin formar canales definidos, debido al impacto de las gotas de agua lluvia contra la superficie del suelo, complementada por la fuerza de la esorrentía. Cuando llueve, las gotas que caen generan un impacto sobre la superficie que rompe y levanta las partículas, las cuales son esparcidas en la superficie del terreno.

Los **surcos de erosión** se forman cuando el agua de esorrentía arrastra las partículas en zonas concentradas dejando canales de poca profundidad, generalmente paralelos entre sí, formando una microred de drenaje que posteriormente, al profundizarse y conectarse con otras generan cárcavas. Los surcos ocurren en laderas algo empinadas o cuando las lluvias son de alta intensidad, donde los canales difusos se conectan y se encauzan. La remoción de las partículas de suelo se genera por la energía del flujo del agua de esorrentía, más que por la energía de impacto de las gotas de lluvia. Al ser estrechos, pueden estabilizarse con prácticas de agricultura o con labores sencillas de ingeniería como perfilado de taludes.

Las **cárcavas** constituyen la erosión hídrica más intensa causada por la concentración del agua de esorrentía capaz de remover el suelo hasta altas profundidades, lo cual facilita la ampliación del canal de flujo en todo su perímetro, longitudinal y transversalmente. Las cárcavas se profundizan hasta alcanzar una superficie de equilibrio al encontrar un perfil de suelo resistente o interceptar el nivel freático, y luego se extienden lateralmente originando deslizamientos en taludes laterales, tomando forma en U.

Otro tipo de erosión es la **erosión interna o tubificación**, la cual consiste en que el agua que fluye dentro del suelo se concentra en canales, lavando el material y generando colapsos o hundimientos además está la erosión por **afloramiento de agua**, la cual forma pequeñas cavernas que finalmente producen el desprendimiento del suelo. Montero [44].

Figura 2.8 Tipos de erosión.***Procesos de Remoción en Masa:***

Son los procesos denudativos que generan la deformación localizada del relieve desplazando diferentes volúmenes de material que involucran perfiles completos de meteorización, material suelto, detritos y bloques rocosos, principalmente por incidencia de fuerzas de cuerpo. Los procesos de remoción en masa son una forma más de degradación y modelación del relieve, en los cuales su morfometría se caracteriza por la presencia de escarpes y abultamientos de material.

Los factores que condicionan, contribuyen y detonan los procesos de remoción o deslizamientos, son tanto de carácter intrínsecos como exógenos. Los factores intrínsecos abordan las características propias del material, adquiridas dentro de los procesos ocurridos durante su formación. El origen de los materiales define la composición, la fábrica y la estructura de estos, propiedades que definen su comportamiento y su respuesta mecánica ante eventos externos. El análisis de la relación entre los procesos de formación y estas características se realiza mediante los siguientes enfoques: la geología, la geomorfología y la hidrogeología, factores que tienen una influencia significativa en la respuesta del material.

Los factores exógenos son aquellos que influyen en el comportamiento y la respuesta mecánica de los materiales de las laderas de manera externa al origen y a la composición de la roca. Explícitamente, son los factores contribuyentes y detonantes del proceso de remoción mediante el incremento de los esfuerzos in situ del material y el cambio de sus propiedades mecánicas.

Los agentes que afectan las laderas y causan deslizamientos son clasificados como detonantes, contribuyentes o condicionantes. Principalmente las *lluvias* y los *sismos* son considerados como agentes externos que detonan la falla. El estudio de la respuesta de las laderas ante eventos sísmicos se ha realizado de una manera muy detallada, utilizando herramientas computacionales, métodos numéricos, estudios en campo y métodos probabilísticos para poder modelar la respuesta dinámica de los suelos que las componen.



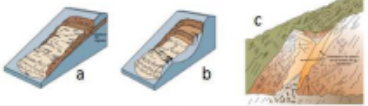
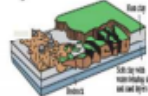
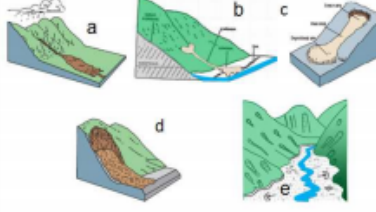

La respuesta dinámica de las laderas está condicionada por dos factores fundamentales: la geología (incluyendo las propiedades de los materiales) y la morfometría del relieve. La estructura y la composición de los materiales definen sus propiedades dinámicas, su respuesta ante el paso de ondas y su capacidad de propagarlas, amplificarlas o amortiguarlas. La morfometría tiene una fuerte influencia en el cambio de amplitud de la onda sísmica, pudiendo ampliarla o amortiguarla.

Por otro lado, el ciclo hidrológico de la Tierra influye directamente en los materiales térreos, principalmente en dos maneras: cambiando sus características adquiridas en su proceso de formación y generando esfuerzos (presión de poros) sobre el material que puede llevarlo a la falla. Las condiciones hidrogeológicas y geomorfológicas de las cuencas determinan el régimen de flujo del agua superficial y subsuperficial, así como las condiciones hidrológicas determinan los periodos y las intensidades de las lluvias. Por tanto, los estudios realizados en los deslizamientos inducidos por lluvia van enfocados a determinar la relación entre la capacidad de almacenar y transmitir agua con la intensidad y duración de las lluvias.

Con el propósito de estudiar de manera particular las características de los procesos de remoción, varios autores propusieron sistemas de clasificación entre los cuales se presenta en la Figura 2.9. el sistema de clasificación del Proyecto Multinacional Andino.

La influencia de los procesos denudacionales de remoción en el estado de esfuerzos se analiza en el capítulo de morfodinámica del presente trabajo, junto con una descripción detallada de los tipos de deslizamientos propuestos por Hutchinson [31].

Figura 2.9 Clasificación de deslizamientos propuesta por PMA. Tomado de Carvajal [12].

Tipo	Subtipo	Esquema
Caídas	Caída de rocas (detritos o suelo)	
Volcamiento	Volcamiento de roca (Bloque). Volcamiento Flexural de roca o del macizo rocoso	
Deslizamiento roca o suelo	Deslizamiento traslacional (a) Deslizamiento rotacional (b) Deslizamiento en cuña (c)	
Propagación lateral	Propagación lateral lenta Propagación lateral por licuación (rápida)	
Flujo	Flujo de detritos (a) Crecida de detritos Flujo de lodo (b) Flujo de tierra (c) Flujo de turba Avalancha de detritos (d) Avalancha de rocas (e) Deslizamiento por flujo o deslizamiento por licuación (arena, limo, detritos, roca fracturada)	
Reptación	Reptación de suelos (a) Solifluxión (b) Gelifluxión (en permafrost)	

2.2.1.3. Ambiente fluvial

Las geoformas originadas en un ambiente fluvial corresponden a aquellas donde los procesos de erosión y sedimentación fluvial son predominantes sobre los demás procesos geomorfológicos. Los eventos fluviotorrencales, de inundación, la dinámica de las corrientes de los ríos, entre otros, generan geoformas características que evolucionan conforme a la dinámica fluvial de la zona. Los procesos de erosión y transporte en este ambiente generan escenarios de descarga en las laderas, mientras que los de deposición y acumulación generan escenarios de carga. Holmes [28].

Debido a las irregularidades topográficas, el agua corre sobre la superficie creando pequeños arroyos, los cuales gradualmente incrementan su tamaño. Durante los eventos de lluvia, los arroyos son transformados en grandes cauces, los cuales transportan grandes cantidades de agua en movimiento con gran velocidad, dando como resultado cañones o

barrancos. Eventualmente, las grandes depresiones del terreno forman los *valles* con suaves pendientes.

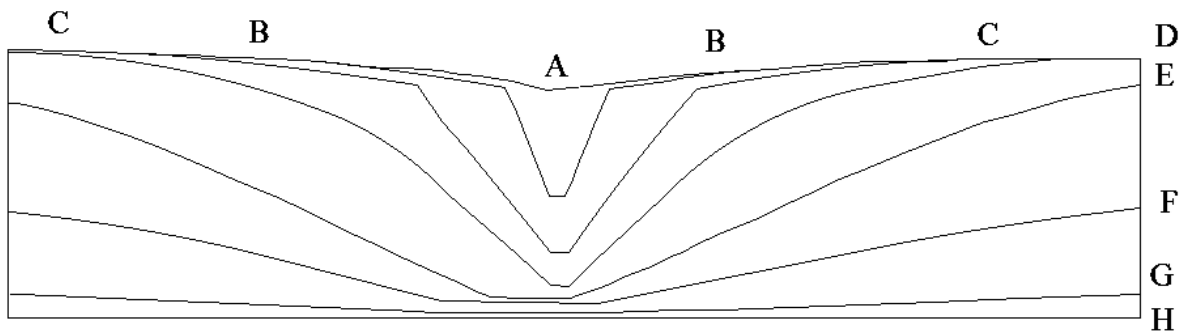
La erosión contribuye al crecimiento del valle producto de la continua acción de la corriente de agua en éste. Esta acción erosiva es acompañada por la alteración y desprendimiento del material de las laderas empinadas del valle, que termina transportándose aguas abajo. Estos procesos geomorfológicos generan el alargamiento retrogresivo de los valles hasta divisoria topográfica. Las rocas que no son fácilmente erodables presentan un obstáculo para el crecimiento del valle, ya sean aguas arriba o aguas abajo.

Al incrementar su longitud, la corriente que fluye también aumenta la profundidad del lecho del valle. Cuando esta profundidad supera la profundidad del nivel freático, el caudal en el valle no solo dependerá del agua de escorrentía, sino también de la contribución de las aguas subterráneas, teniendo una corriente permanente no sólo en temporadas de lluvia.

Un río que fluye en un valle erosiona el material del lecho y la escorrentía superficial, indirectamente contribuye a la erosión de las paredes del valle. El material erosionado es transportado y depositado, y se denomina sedimentos. Los ríos y valles pueden ser jóvenes, maduros o viejos, y son diferentes en su perfil longitudinal, sus secciones transversales y en su planta. Para un estado joven de un valle, su perfil longitudinal es irregular y contiene corrientes rápidas, cascadas e incluso lagos para zonas de obstrucción como deslizamientos. La sección transversal tiende a ser en forma de V. Su planta es angular o en zigzag. Ver Figura 2.10.

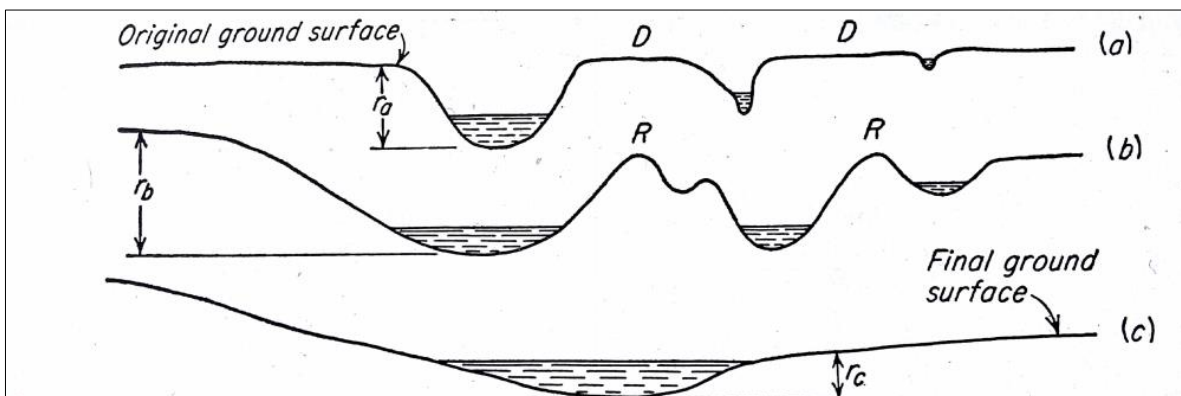
El valle joven alcanza un estado de madurez debido a los procesos de erosión. Las irregularidades desaparecen y en planta alcanza una forma sinusoidal. El perfil longitudinal tiene menor gradiente y el valle tiende a ser más ancho. Periodos de inundación contribuyen al ensanchamiento del valle hasta alcanzar el estado de vejez, donde la topografía es casi plana. En planta se conserva levemente la forma meándrica en el centro del valle, y se presentan lagos o depresiones en zonas localizadas.

Figura 2.10 Cambios graduales en la sección transversal de un valle. A. Estado original. B. B y C. Estado joven. D,E y F. Estado maduro. G. Estado viejo. H. nivel de la base. Adaptado de Holmes [28]



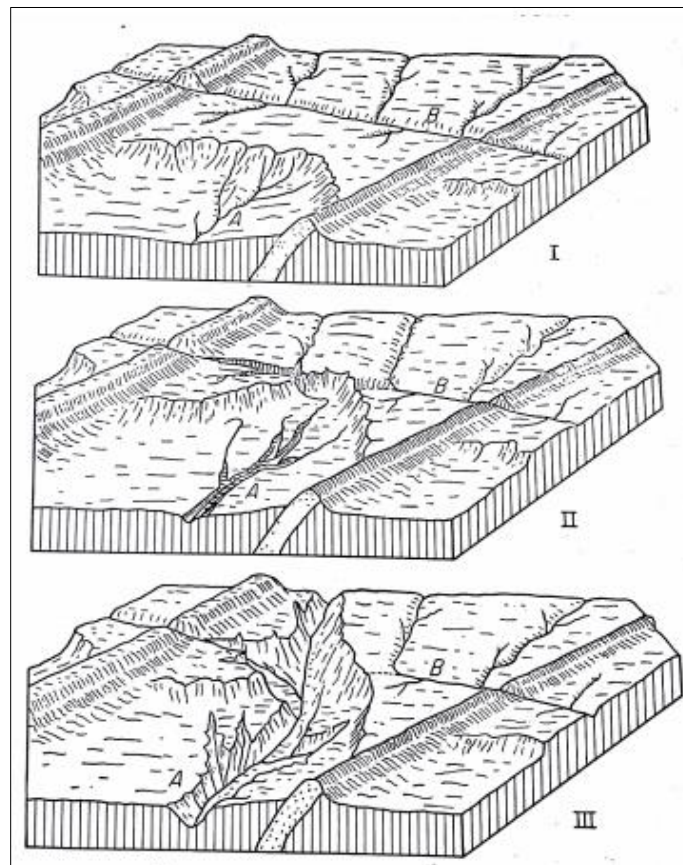
La erosión cubre una región completa, siendo los ríos los principales agentes de erosión, los cuales forman un patrón de corrientes. En la Figura 2.11 se representan las secciones transversales de las etapas de crecimiento de una región de erosión, las divisiones amplias están representadas por la letra D separando los valles, a medida que la erosión avanza las divisiones se hacen más estrechas hasta formar crestas entre las corrientes representadas por la letra R. La evolución geomorfológica inicia en el estado joven, donde la profundidad de los lechos de los ríos y afluentes gradualmente aumentan hasta formar un drenaje dendrítico (con forma de mano extendida o árbol). En el siguiente estado, el relieve decrece nuevamente hasta que la región entera comparte las mismas laderas presentando una morfometría casi plana.

Figura 2.11 Región de erosión: A. Sección estado joven. B. Sección estado maduro. C. Sección estado viejo. Adaptado de Holmes [28]



Debido a las diferencias de gradientes y del material en el lecho de los ríos, las corrientes cercanas no siempre erodan sus respectivos valles de una misma forma. Para las fuertes corrientes, la formación de divisiones estrechas tipo R es más acelerado con respecto a una corriente menos fuerte cercana. En este caso, la cresta divisoria es erodada verticalmente y movida lateralmente hasta el punto en que la divisoria desaparece completamente, causando la unión de ambas corrientes de agua; entonces la corriente más débil se desvía en dirección de la corriente más fuerte como se presenta en la Figura 2.12; este proceso hidrográfico se denomina captura fluvial.

Figura 2.12 Captura fluvial: I. Los afluentes del río Ase amplían retrogresivamente hacia el río B. II. Se conectan las corrientes A y B, y se desvía el cauce de la corriente B. III. El valle del río A se extiende incluyendo la corriente del río B. Adaptado de Holmes [28]



En la zona de madurez del río, se presentan tanto procesos de erosión fluvial como de sedimentación, dando origen a las geformas denominadas terrazas aluviales, comúnmente encontradas en ríos meándricos. Ambos procesos obran simultáneamente.

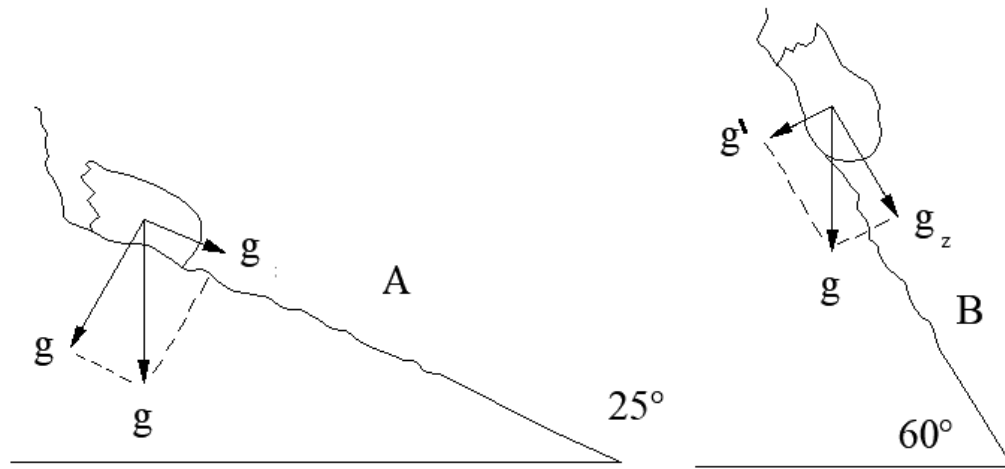
2.3. Morfometría

La morfometría estudia la geoforma en términos cuantitativos a través de parámetros globales o locales que definen las características geométricas del terreno como pendiente, orientación y curvatura.

Florinsky [20] menciona cinco parámetros básicos que deben estudiarse: pendiente, gradiente de la pendiente, orientación, curvatura y rugosidad. De otro lado, la metodología de zonificación por susceptibilidad y amenaza por movimientos en masa Escala 1:100.000 en Colombia del Servicio Geológico [57], cuantifica la influencia de morfometría en la estabilidad de las laderas, parametrizando los cambios de superficie y su asociación con los procesos de remoción en masa, calificando las variables: pendiente, rugosidad y cuenca (área de la cuenca acumulada), estimando una calificación general. Estos parámetros son obtenidos para una zona de estudio mediante un modelo digital de elevaciones (DEM).

La pendiente es el ángulo, expresado en grados de 0° a 90° o en porcentaje, existente entre la superficie del terreno y la horizontal o entre el vector normal a la superficie en un punto considerado y la vertical. Se relaciona con la estabilidad del talud de manera que, a mayor pendiente aumenta la susceptibilidad a los movimientos en masa, SGC [35]. Adicionalmente, la pendiente determina cómo la gravedad y los agentes meteorológicos actúan sobre la ladera. Por ejemplo, para laderas de altas pendientes, la masa susceptible a deslizarse es mayor, tiene mayor probabilidad de falla y la velocidad del movimiento es mayor (Ver la Figura 2.13). Por otro lado, pendientes muy altas exponen en menor medida el talud a aguas lluvias teniendo menores caudales de agua de escorrentía; además, generan que la velocidad del agua de escorrentía sea mayor, teniendo mayor fuerza de arrastre, por lo que erosiona con mayor intensidad el talud. Por esta razón, la pendiente es un parámetro fundamental en la caracterización de las geoformas, siendo de mayor importancia respecto a las demás variables geométricas.

Figura 2.13 Componente del vector de la fuerza de la gravedad en una masa de roca deslizada sobre dos taludes de pendientes de 25° y 60° . Adaptado de Villota [66]



La rugosidad del terreno se define como la variación del relieve o las irregularidades en superficie. Debido a que las zonas con cambios sucesivos de pendientes favorecen a la infiltración de agua en el terreno, este parámetro tiene influencia en la estabilidad de las laderas donde las zonas de rugosidad alta son más propensas a presentar deslizamientos, siendo la lluvia el principal factor detonante. Tenjo [36].

Varios estudios realizados para determinar la influencia de la morfometría en la estabilidad de las laderas se enfocan en analizar su respuesta ante los detonantes, lluvia y sismo, para diferentes geoformas. La morfometría es uno de los parámetros que condiciona las trayectorias del flujo del agua subsuperficial y superficial determinando la distribución de los esfuerzos efectivos en las laderas. Estudios de deslizamientos generados por sismos, analizados desde un punto de vista geomorfométrico, establecen una relación directa entre la ubicación geográfica de los deslizamientos y sus condiciones topográficas. Por ejemplo, en sismos de gran magnitud en ciudades, se ha observado que las construcciones ubicadas en la cima de las montañas o de los acantilados sufren mayores daños que las construcciones ubicadas en la base.

En la metodología para la zonificación por susceptibilidad y amenaza se considera una influencia moderadamente mayor en la estabilidad de los taludes y laderas a comparación con la morfogénesis y la morfodinámica.

La curvatura en planta y en perfil (concavidad), tiene alta influencia tanto en la condición de esfuerzos totales como en los efectivos, ya que controla las trayectorias de flujo sobre la superficie del relieve como las subterráneas. Vista en planta, la curvatura convexa hace que las trayectorias de flujo en la ladera sean divergentes, mientras que la curvatura cóncava genera una concentración de estas generando mayor aumento de la presión de poros y mayor erosión. Ver la Figura 2.14. Vista en perfil, las curvaturas convexas producen una difusión de las líneas de corriente y de los procesos erosivos; por otro lado, la curvatura cóncava genera futuros patrones de erosión por concentración de líneas de flujo, los cuales van profundizándose. Ver la Figura 2.15.

Figura 2.14 Vista den planta de la distribución de las líneas de flujo para: A. Curvatura en planta convexa B. Curvatura en planta cóncava. Tomado de Camacho & Garzón [11]

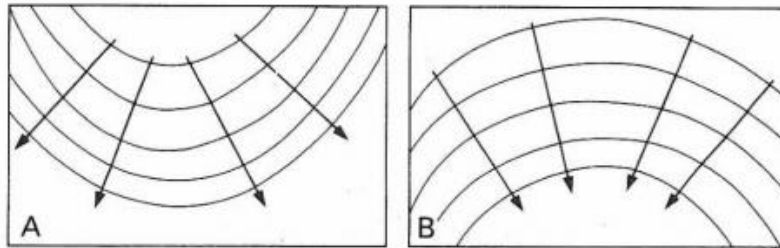
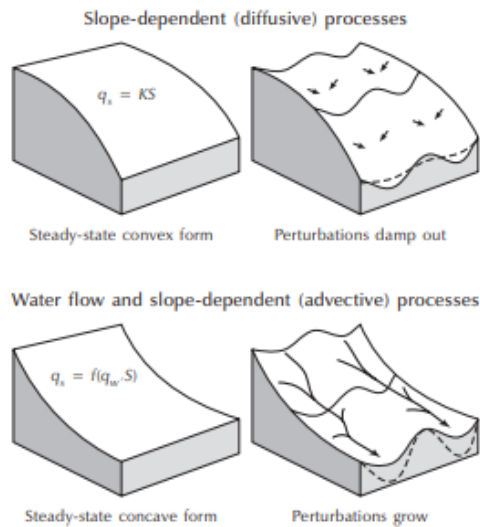
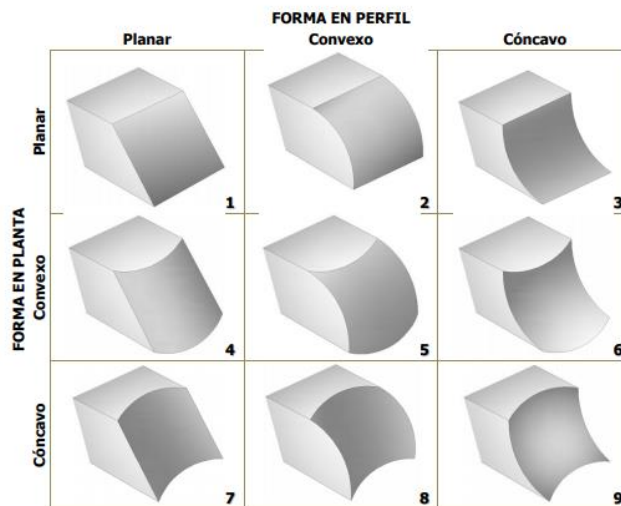


Figura 2.15 Concentración de líneas de flujo para A. Forma convexa en perfil y B. Forma cóncava en perfil. Tomado de Huggett [30]



Parsons [49] propone nueve tipos de geoformas en tres dimensiones variando la combinación de curvatura tanto en planta como en perfil, utilizando contornos, rectos, convexos y cóncavos. Ver la Figura 2.16. Estas geoformas pueden desarrollarse por procesos morfogenéticos explicados en el capítulo anterior o por procesos morfodinámicos. Por ejemplo, geoformas cóncavas indican evidencias de procesos de erosión o escarpes de deslizamientos, mientras las geoformas convexas indican abultamiento de suelo posiblemente debidos a procesos de remoción.

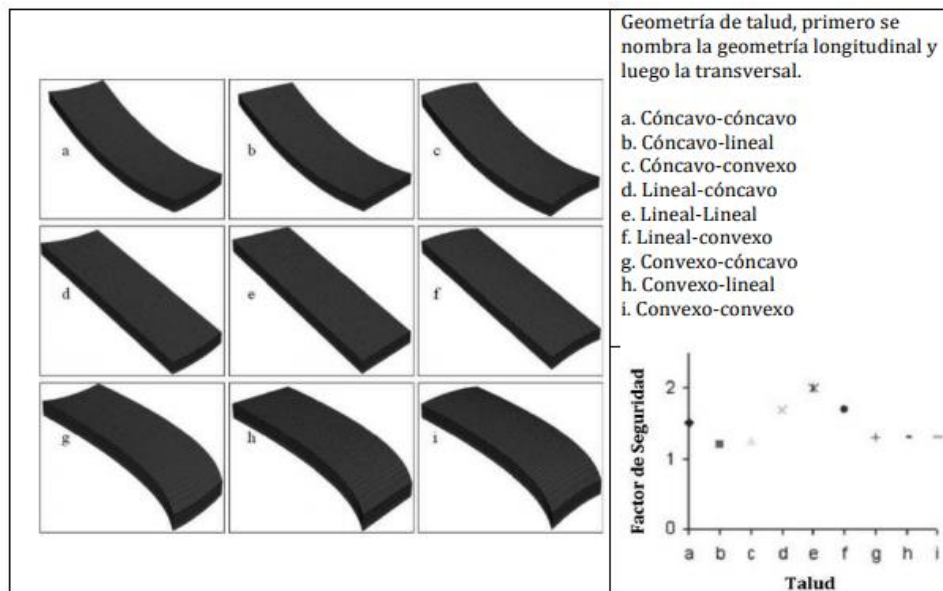
Figura 2.16 Nueve geoformas en tres dimensiones propuestas por Parsons [49].



Anderson & Kemp [2] estudiaron cómo la variación de la superficie del relieve influenciaba en la tasa de infiltración del agua de escorrentía, la cual genera cambios en las subpresiones del talud, especialmente en el espesor de material superficial, generando deslizamientos superficiales. González [23] analiza mediante una modelación por elementos finitos con el programa Plaxis 3D la influencia de las 9 geoformas en la infiltración del agua lluvia y en la respuesta hidrogeológica de concentración de caudales laterales, realizando la modelación para diferentes intensidades de lluvia, calculando el factor de seguridad mínimo durante los periodos de lluvia. Concluyó que los cambios significativos del ascenso del nivel freático se deben a la convergencia de aguas subsuperficiales (Caudales laterales) y/o por la infiltración del agua subsuperficial, donde la geoforma determina la cantidad de material que se ve afectado por este incremento, la reducción del Factor de Seguridad con respecto al inicial después de incrementar el nivel freático y el área superficial afectada por acumulación de agua en la base del talud.

Sharma [58] investiga la relación entre las nueve geoformas propuestas por Parsons [49] y la respuesta hidrológica de un talud infinito, calculando el Factor de Seguridad para cada una de ellas. Los resultados obtenidos se presentan en la Figura 2.17. Se observa que no hay una variación en el Factor de Seguridad para cinco geoformas, especialmente las que son convexas transversalmente. Al limitar su análisis para deslizamientos superficiales, las condiciones de frontera limitan la variabilidad de los resultados.

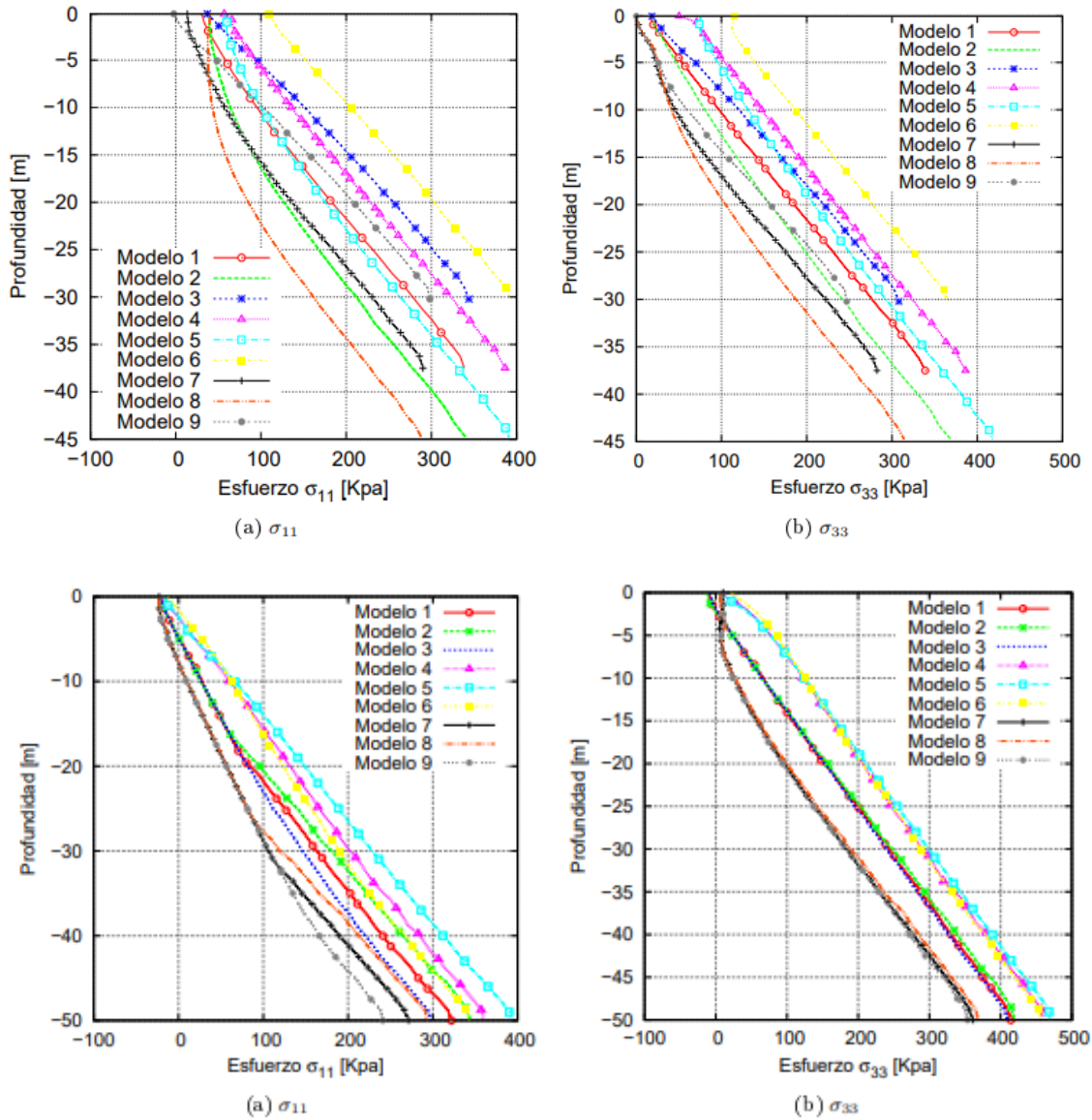
Figura 2.17 Concentración de líneas de flujo para A. Forma convexa en perfil y B. Forma cóncava en perfil. Tomado de Huggett [30]



Camacho & Garzón [11], analiza la distribución de esfuerzos totales para las 9 geoformas y la condición de flujo subsuperficial generando un gradiente de infiltración; utilizando el programa Abacus, analiza la distribución de esfuerzos totales y efectivos para las secciones de la corona del talud y del cuerpo.

En la Figura 2.18 se observan los resultados obtenidos por Camacho & Garzón [11] en términos de esfuerzos totales con respecto a la profundidad para las dos secciones de análisis, donde se evidencia una diferencia en la distribución y en la magnitud de los esfuerzos para cada geoforma. Los modelos del 1 al 9 son los numerados en la Figura 2.16. Para la sección de la corona del talud, se observa que el esfuerzo principal menor, varía respecto a la curvatura en perfil pero no en planta, mientras que el esfuerzo principal mayor varía para todas las geoformas en mayor medida cuando se aumenta la profundidad.

Figura 2.18 Distribución de esfuerzos principales totales con respecto a la profundidad, para las secciones de la corona y cuerpo del talud. Tomado de Camacho & Garzón [11].



En esta investigación se realizó la modelación de un talud para determinar la influencia de la curvatura con respecto al Factor de Seguridad utilizando el programa FLAC 2D. La geometría y los parámetros son presentados en la Figura 2.19. Se definió la curvatura del talud con un parámetro adimensional que relaciona su altura con el radio de curvatura, $\left(\frac{H}{\omega}\right)$, donde para un talud recto la curvatura es infinita y para uno de máxima convexidad o máxima concavidad es 1. Los resultados se presentan en la Figura 2.20, donde se observa que la morfometría influencia en el Factor de Seguridad, donde las geofomas convexas presentan factores de seguridad menores con respecto a las cóncavas.

Figura 2.19. Talud de modelación con diferentes curvaturas cóncavas y convexas. Elaboración propia.

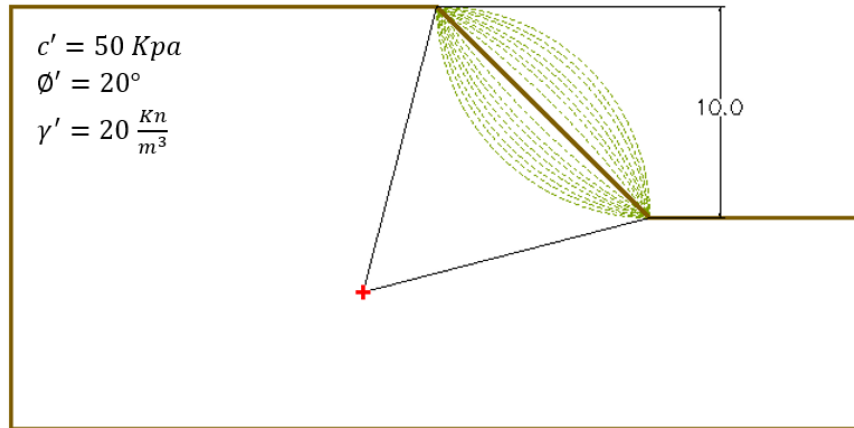
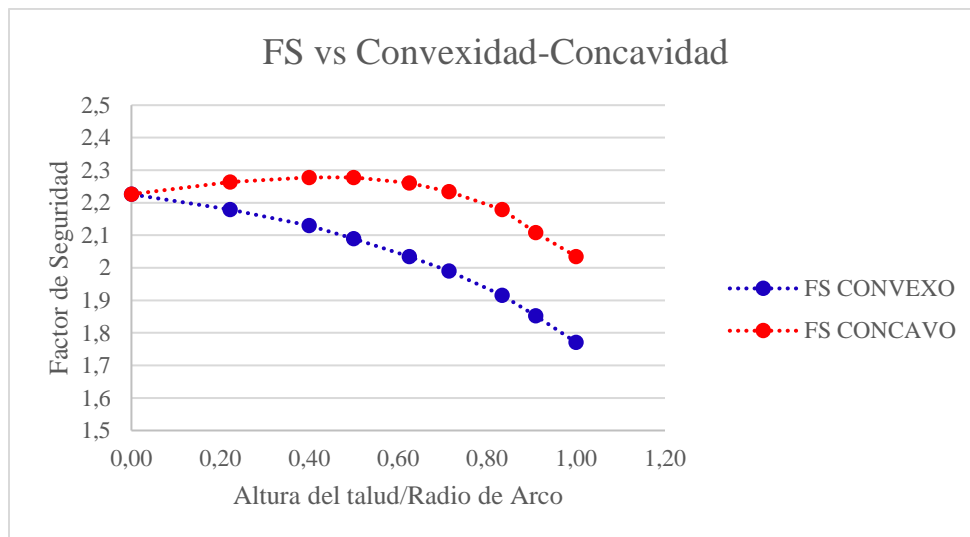
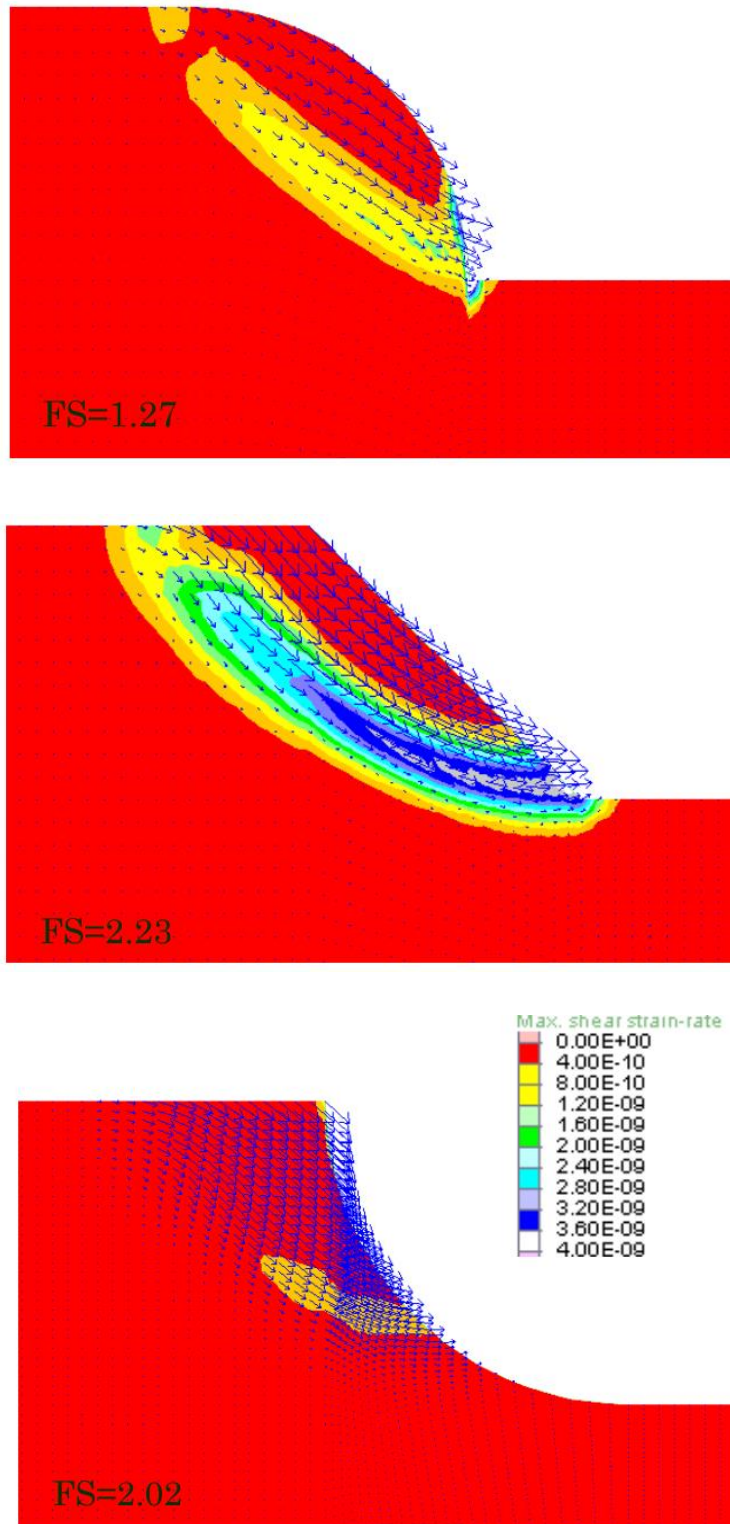


Figura 2.20. Factor de Seguridad para diferentes curvaturas. Elaboración propia.



En la Figura 2.21 se presenta la superficie de falla para las geoformas de máxima concavidad, máxima conexión y para el talud recto. Se observa que los mecanismos de falla difieren para diferentes curvaturas, donde para geoformas convexas, la zona susceptible a deslizarse es el material acumulado en la base del talud, propagándose la superficie de falla hasta la superficie resultando un mecanismo de falla circular; para la geoforma cóncava, la zona susceptible a deslizarse es la corona del talud, se asocia a mecanismos de falla de desprendimientos, caídas de rocas o volcamientos; y para la geoforma recta, se presenta un mecanismo de falla circular desde la corona hasta la base del talud.

Figura 2.21. Mecanismos de falla para las geoformas A. Cóncava con curvatura de 1. B Recta. C. Convexa con curvatura de 1. Elaboración propia.



2.4. Morfodinámica

La morfodinámica es el análisis de los procesos de inestabilidad activos, inactivos o reactivados; y de los procesos geomorfológicos que actúan actualmente en las laderas, basado en la interpretación de aéreo fotografías, imágenes digitales, y trabajo de campo para identificar procesos geomorfológicos.

En una cuenca o zona de estudio actúan procesos geomorfológicos característicos de su ambiente de formación (Ver la Figura 2.1) de igual o menor intensidad que durante su formación. Tales procesos pueden generar o reactivar procesos de remoción en masa o pueden ser los causantes de los que están activos actualmente; por lo cual, la morfodinámica involucra el estudio no solo los procesos de remoción en masa activos, sino la interacción de los procesos y los agentes geomorfológicos con las laderas, determinando la susceptibilidad a inestabilizarse por la acción de estos, permitiendo comparar esta susceptibilidad entre ambientes de formación y unidades geomorfológicas.

Las evidencias de procesos morfodinámicos en una zona de estudio son frecuentemente la mejor guía para predecir el comportamiento y la estabilidad de la misma, siendo un parámetro de gran importancia en el análisis de susceptibilidad a deslizamientos. Castiblanco [13]. Adicional, estudiar estas evidencias permite validar y calibrar los resultados de caracterización geotécnica y análisis de estabilidad, comparando estos con deslizamientos ya ocurridos.

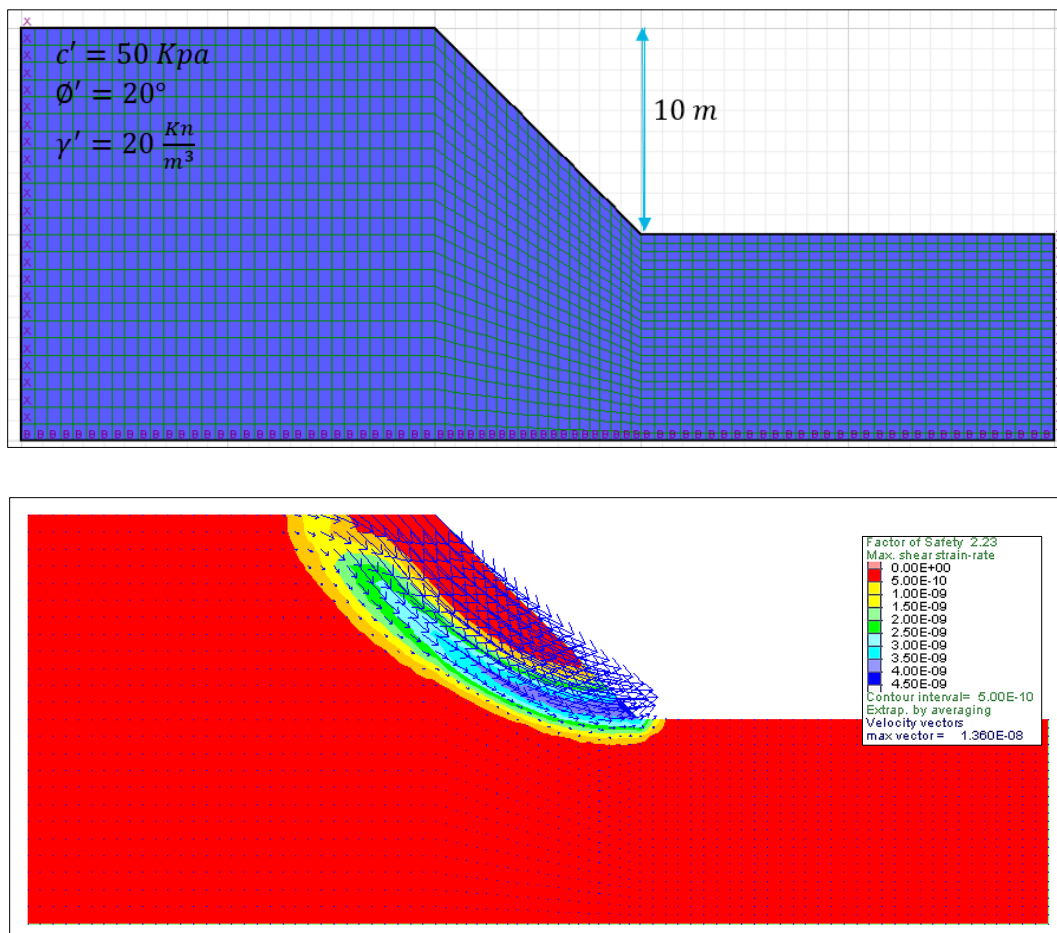
Los movimientos de remoción en masa alteran la composición y el estado de esfuerzos, tanto del material deslizado como los materiales de la zona estable, modelando el relieve y dando condiciones de estabilidad diferentes a ladera final. La condición de esfuerzos de la geoforma resultante es definida por las acciones externas del detonante del deslizamiento (sismo o lluvia) y el mecanismo de falla generado.

El grado de influencia que tiene el mecanismo de falla de un deslizamiento en la variación de esfuerzos, las condiciones de estabilidad de la geoforma resultante después de este, y la variación del Factor de Seguridad al considerar este proceso en el historial de esfuerzos, no son el alcance de esta tesis; sin embargo, en la modelación del ambiente geomorfológico denudacional, donde los agentes de erosión y meteorización generan procesos morfodinámicos de degradación se analiza esta influencia.

Adicionalmente, a partir de la modelación de un talud conceptual, se valida el cambio de esfuerzos que genera un deslizamiento y se evalúa la influencia de este historial de esfuerzos en la condición de estabilidad de la geoforma resultante.

Se modela un talud tipo de geometría y estratigrafía presentadas en la Figura 2.22 junto con el mecanismo de falla para un Factor de Seguridad de 2.23 del escenario inicial. La condición de estabilidad se determina con un criterio de falla de Morh Coulomb y el método de reducción de resistencia para la determinación del Factor de Seguridad (explicado con detalle en el siguiente capítulo). La modelación del proceso se realiza suponiendo que la acción de los agentes de meteorización genera la alteración del material progresivamente alterando sus parámetros de resistencia.

Figura 2.22. Dimensiones del talud tipo, para modelación de un proceso de remoción en masa. Elaboración propia.



A partir del Factor de Seguridad obtenido de la modelación del escenario inicial, se despeja el ángulo de fricción (ϕ') y la cohesión (c') en la falla obteniendo un $c' = 20 \text{ Kpa}$ y un $\phi' = 15^\circ$. Para modelar el proceso de falla se reducen progresivamente los parámetros iniciales hasta llegar a los de la condición de falla, reduciendo la cohesión 10 Kpa y el ángulo de fricción 5° para cada ciclo. Se observa que, al llegar a la inestabilidad, la velocidad del movimiento es relativamente lenta ($1.647e-7 \text{ m/s}$), al momento en que se detiene el movimiento (al alcanzar el equilibrio de fuerzas) no se ha generado un movimiento masivo, dejando como única evidencia morfométrica de la falla un escarpe en la corona del talud. Por lo cual, se realizan 3 ciclos más, esta vez, reduciendo únicamente la cohesión a una tasa de 5 Kpa. A través de un código de re-enmallado, se permite continuar con la modelación después de que los elementos se deformen significativamente hasta obtener la deformación final en la falla. En la Figura 2.23 se presenta la progresión del deslizamiento para cada ciclo.

Posteriormente, se realiza una nueva modelación de un talud de igual morfometría y geología a la condición final del deslizamiento para una condición K_0 de relación de esfuerzos. En la Figura 2.24 se presenta la comparación entre los vectores de velocidad del movimiento al momento de la falla, Factor de Seguridad y tasa de deformación cortante para dos morfometrías iguales y de trayectoria de esfuerzos distintas. Los Factores de Seguridad de 1.0 y 1.01, indican que el talud se encuentra en una condición de equilibrio límite, donde, aunque el deslizamiento que generó la morfometría esté en equilibrio y sin moverse, tiene alta susceptibilidad a reactivar su movimiento. La modelación indica que la velocidad del movimiento es mayor en el escenario de movimiento progresivo que en un escenario sin considerar el proceso inicial.

Figura 2.23. Progresión del desplazamiento después de la falla. Elaboración propia.

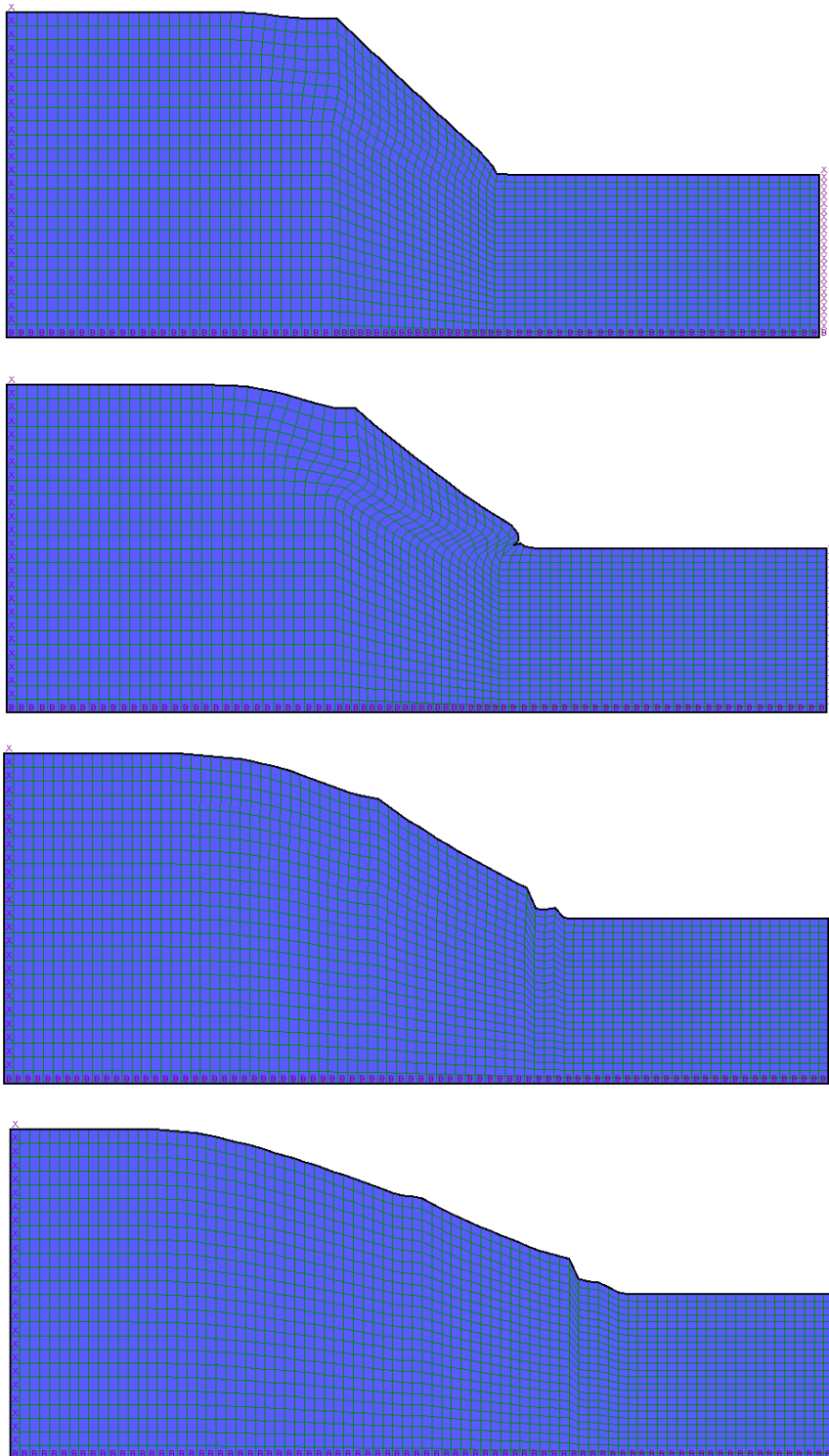
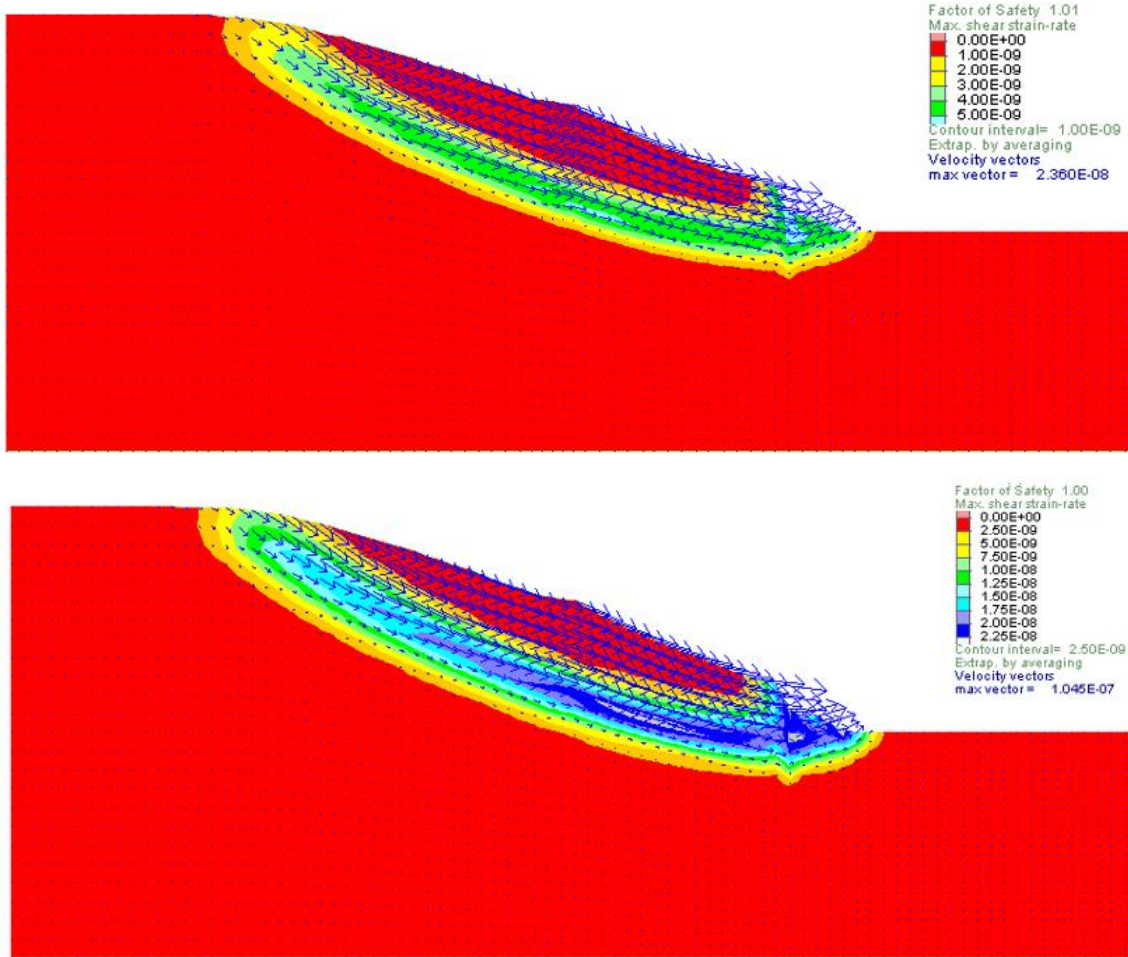


Figura 2.24. Vectores de velocidad, factor de Seguridad y tasa de incremento de la deformación cortante para A. Talud condición Ko. B. Talud movilizado. Elaboración propia.



2.4.1. Clasificación de procesos de remoción en masa

Los procesos de remoción en masa primeramente deben ser clasificados e inventariados, determinando su actividad, para luego proceder a estudiar su dinámica de propagación. De acuerdo con la importancia de agrupar las características de estos, definirlos y facilitar la comprensión del desarrollo del movimiento, distintas metodologías de clasificación son propuestas, donde los factores más relevantes utilizados son: tipo de movimiento, clase de material, velocidad del movimiento, geometría de las áreas de falla y deposición, edad, causas, relación entre la geometría del deslizamiento y la estructura geológica, estado de actividad, entre otros. Diversos autores han propuesto sistemas de clasificación como Sharpe (1938), García Yague (1966), Nemcok, Pasek (1972), Coates (1977), Varnes (1978), Pierson y Costa (1987), Hutchinson (1988), Sassa (1989), Cruden & Varnes (1996), Dikau et al (1996), Coussot y Meunier (1995) y el Proyecto Multinacional Andino (1996). En las metodologías de susceptibilidad, amenaza y riesgo, es comúnmente utilizada la clasificación establecida por Cruden y Varnes de 1996. Carvajal [12].

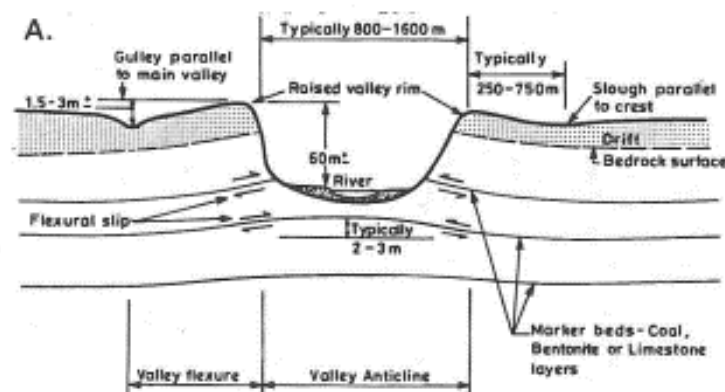
Hutchinson [31], propone un sistema de clasificación dando especial importancia a la morfometría del movimiento, incluyendo consideraciones con respecto al tipo, material y velocidad del movimiento. A continuación, se realiza una breve descripción de este sistema de clasificación.

Rebote

Movimiento característico de procesos de descarga del material, debidos a excavaciones o erosión natural, en donde el material desconfinado, se deforma con un comportamiento elástico, seguido por pequeños abultamientos o movimientos ascendentes. Este mecanismo también ocurre cuando se presenta carga en la parte posterior de la corona, generando un levantamiento en la base de la ladera (Ver Figura 2.25). Este movimiento se clasifica en los siguientes tipos según el agente que produce la descarga:

- Excavaciones antrópicas
- Valles naturalmente erodados

Figura 2.25. Rebote. Hutchinson [31].



“Creep”

Movimiento extremadamente lento, en donde es necesario monitorear la zona o material inmerso por largos periodos de tiempo para identificar el mecanismo de falla; este tipo de movimiento se puede clasificar en:

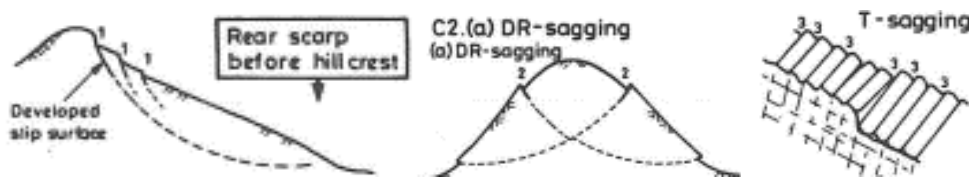
- Creep Superficial: Ocurre en el espesor superficial que sufren cambios de volumen debido a alteraciones en el contenido de agua y en la temperatura, o por procesos de congelamiento y descongelamiento. Este tipo de movimiento tiende a disminuir con la profundidad de análisis, por lo cual es mucho más marcado en las capas superficiales que en las de mayor profundidad y espesor.
- Creep Deep-Seated: Es el movimiento extremadamente lento y constante, que supera el límite de ser considerado un creep superficial. El proceso es comúnmente conocido en la ingeniería como creep.
- Creep previo a la falla: Creep progresivo previo a la generación de la falla por corte; el estudio e identificación de dicho movimiento es de valiosa importancia en el análisis de comportamiento de laderas, ya que es un insumo para prever los procesos de falla.
- Creep posterior a la falla: Movimiento presente a lo largo de una superficie de falla existente, en donde constantemente se presentan deslizamientos derivados a factores como incremento en el nivel freático. El seguimiento de este tipo de movimientos permite realizar retro-cálculos, mediante los cuales se determinan medidas de mitigación para lograr factores de seguridad que garanticen la estabilidad de las laderas.

Pandeo o combamiento (sagging)

Movimiento que representa la etapa inicial de un deslizamiento y que su morfometría superficial se relaciona directamente con el tipo de este. La deformación se evidencia claramente en la corona de la ladera en montañas rígidas como un escarpe. Los tres tipos de combamientos se distinguen por el número de deslizamientos con los cuales se relacionen o por la geometría de los estratos subyacentes del material movilizado. (Ver la Figura 2.26)

- Combamiento de un solo costado asociado al inicio del deslizamiento
- Combamiento de los dos costados asociado al inicio del deslizamiento
- Combamiento asociado a un volteo de rocas

Figura 2.26. Sagging. Hutchinson [31].



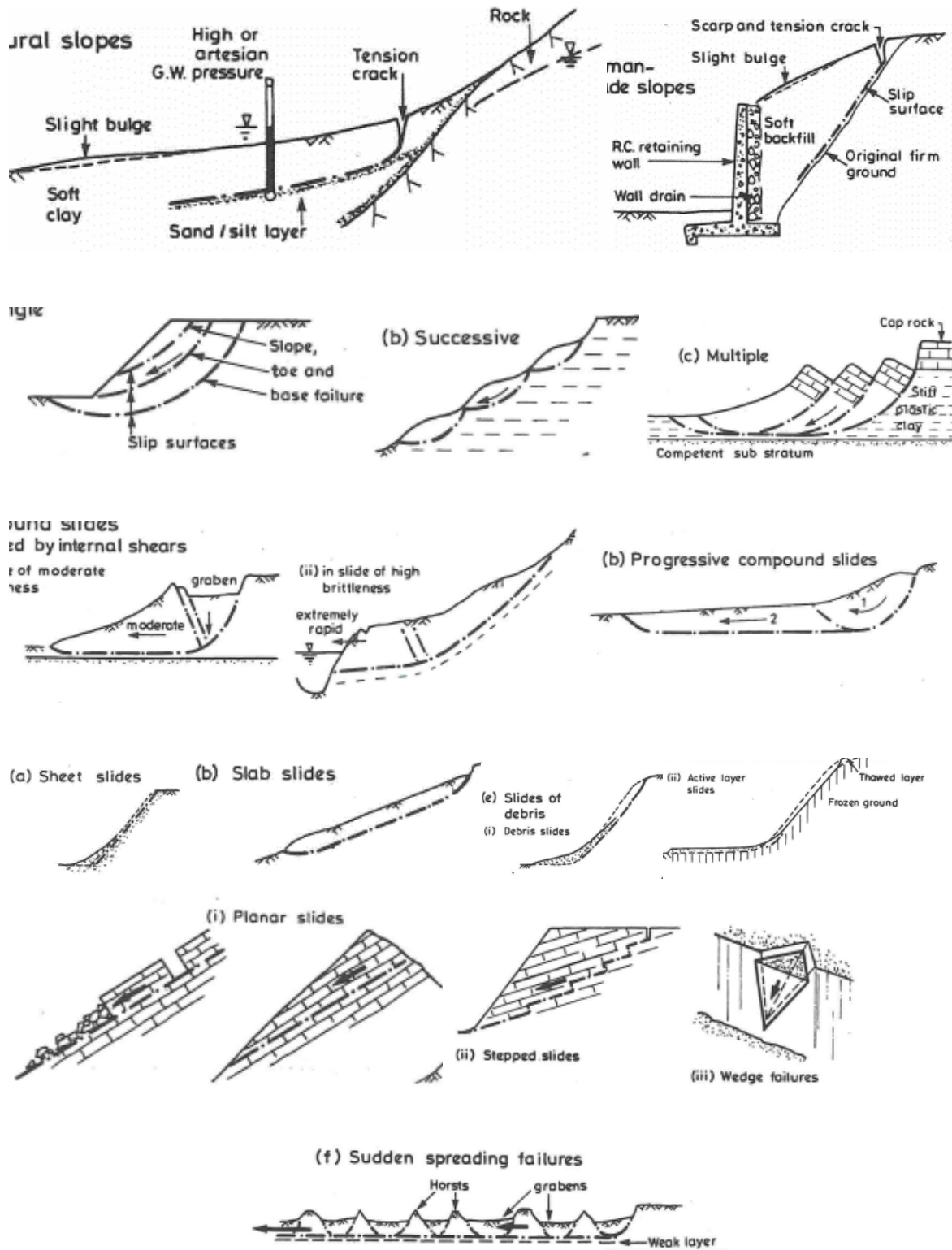
Deslizamientos

Hutchinson [31] definió los deslizamientos como un movimiento relativamente rápido de suelo o roca a lo largo de uno o varias superficies de falla, las cuales definen el movimiento. En los deslizamientos se pueden diferenciar dos etapas: la primera es la falla y la segunda es donde se presenta el movimiento del material. En este sistema de clasificación, los tipos de deslizamientos están diferenciados con el mecanismo de falla como criterio principal, y el tipo de movimiento del material como criterio secundario (Ver Figura 2.27).

- Falla Confinada: Presente tanto en laderas naturales como antrópicos donde, debido a sus condiciones de confinamiento, no se desarrolla una falla continua, pero si existe una compresión del material en la parte superior y un leve abultamiento en la parte inferior.

- Deslizamiento Rotacional: Ocurren principalmente en depósitos gruesos y homogéneos de arcillas o shales. Se pueden presentar en taludes arenosos donde la presión de poros en profundidad genera un deslizamiento profundo antes de generarse la falla superficial. Son movimientos de moderada velocidad sobre una superficie curva o cóncava claramente definida. Se pueden presentar tres tipos de deslizamientos rotacionales: simples, sucesivos y múltiples.
- Deslizamiento compuesto: Deslizamientos intermedios entre rotacionales y traslacionales. Generalmente representan la heterogeneidad en el material del talud, la presencia de un estrato blando o la transición entre el saprolito y la roca. Se clasifican en dos tipos: generados por fallas de corte interna de un material frágil, y los que son progresivos, que involucran un deslizamiento rotacional en la parte posterior y un deslizamiento traslacional en la inferior.
- Deslizamiento traslacional: Involucra una superficie de falla principalmente planar en la sección de la dirección del talud. La relación entre el largo y la profundidad del desplazamiento es generalmente de 0.1 o menos. Se clasifican en: Deslizamientos laminares, deslizamientos en losas o escamas, deslizamientos en turbas, deslizamientos en roca, deslizamientos de detritos y fallas de propagación.

Figura 2.27. Deslizamientos. Hutchinson [31].

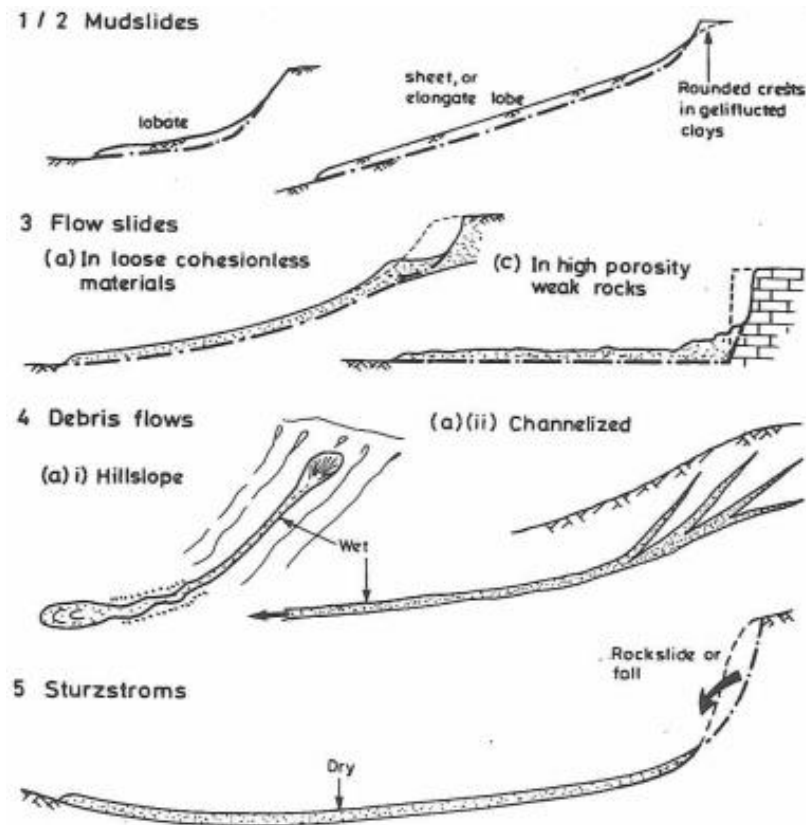


Flujo de Detritos

Este tipo de movimiento en masa incluye todas las morfometrías resultantes de un flujo de material e incluye diferentes tipos de mecanismos de falla; donde para algunos predominan mecanismos de deslizamientos planares sobre los de flujo, en otros son variantes el grado de cada mecanismo o lo son los flujos netamente. A continuación, los tipos de flujos:

- Flujo de lodos (No periglaciares): Movimientos lentos comúnmente elongado, de una masa de acumulación de detritos en una matriz de arcilla blanda.
- Flujo de lodos periglaciares: Movimiento de lodos periglaciares involucrando los ciclos de congelamiento y descongelamiento.
- Flujo de arenas sueltas, de limos poco cementados y rocas débiles de alta porosidad
- Flujo de detritos extremadamente rápidos: Se dividen en dos tipos dependiendo el material: los que involucran detritos de rocas meteorizadas generalmente de laderas altas o canalizados, los que involucran turba (flujos de pantano) y los asociados a volcanes (lahar)
- Sturzstroms: Flujos extremadamente rápidos de detritos secos, procedentes de deslizamientos de rocas, alcanzan velocidades de hasta 50 m/s.

Figura 2.28. Flujo de detritos. Hutchinson [31].



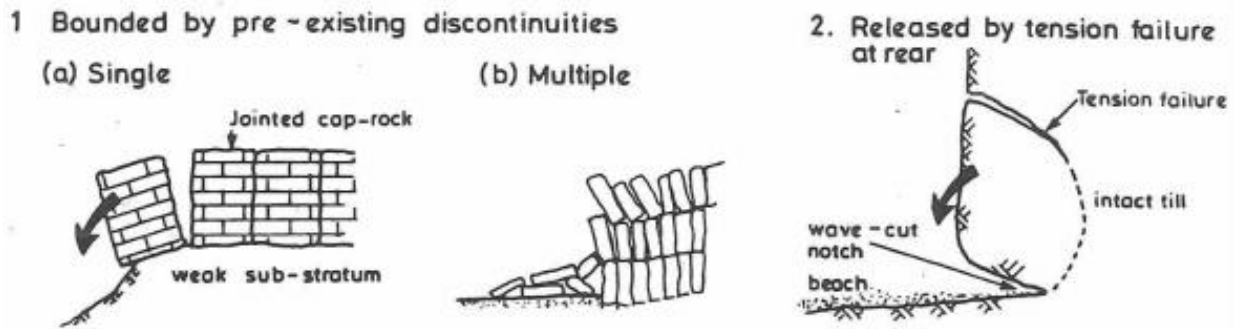
Volcamientos

Ocurre cuando el vector resultante de las fuerzas de cuerpo actuantes en un bloque de roca genera un momento sobre un punto en su base, que genera la rotación de este. Es común en macizos rocosos con discontinuidades y con pendientes altas; puede envolver un gran volumen de material, aunque también es posible en suelos y detritos. Se clasifican en los siguientes dos tipos:

- Volcamientos debido a discontinuidades pre-existentes: La mayoría de volcamientos se genera por la existencia de discontinuidades preexistentes en el material, los cuales son simples o múltiples. Simples cuando un solo bloque se desprende y volca; general, cuando el macizo está sobre un estrato débil o altamente memorizable y este se erosiona dejando en voladizo el estrato rocoso. Los múltiples se genera cuando varios bloques del macizo se volcán e interactúan entre ellos.

- Volcamiento debido a liberación de esfuerzos: Volcamiento generado cuando se realiza un corte en la roca intacta, el cual produce en el macizo esfuerzos de tensión por la descarga del material generalmente en la pata del talud.

▪ **Figura 2.29. Volcamientos. Hutchinson [31].**

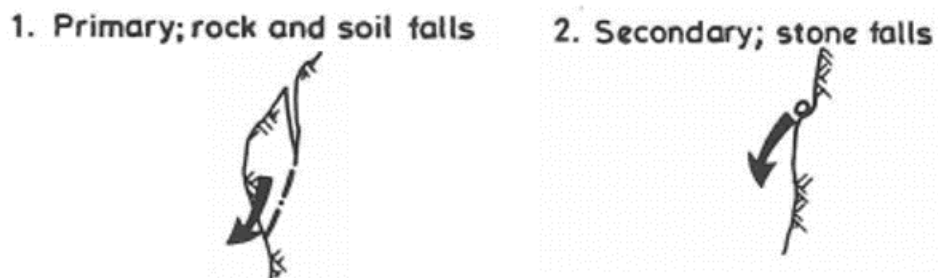


Caídas

Comprende el descenso rápido y libre del material, ya sea suelo o roca, por pendientes pronunciadas o acantilados, divididos en las siguientes dos categorías:

- Caídas primarias: De suelos y rocas debido a la separación del material.
- Caídas secundarias: Caída de rocas y cantos rodados, que ya están separados del macizo.

▪ **Figura 2.30. Caídas. Hutchinson [31].**

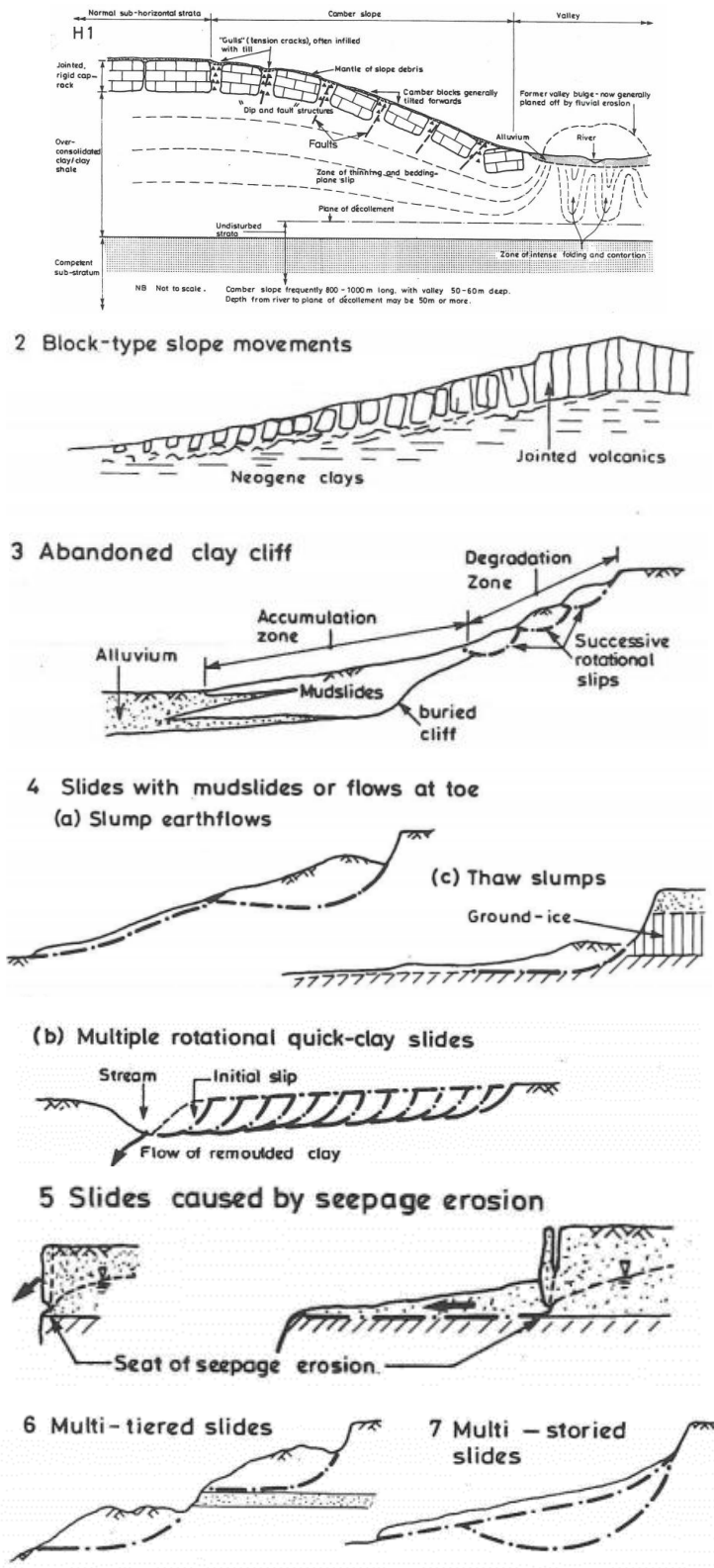


Movimientos Compuestos

Son aquellos procesos de remoción que incluyen dos o más tipos de deslizamientos antes descritos, y no se pueden clasificar fácilmente en uno de estos. Los tipos de movimientos complejos son:

- **Combadura y abultamientos de valles:** Las características principales de este movimiento es la curvatura de las capas de roca transversales al valle hacia este, las cuales producen grietas de tensión ensanchadas llamadas “gulls”, a menudo rellenas de material. La separación de los bloques por zonas de fallas muestra una estructura de diaclasa y falla.
- **Movimientos de taludes tipo bloque:** Movimientos de bloques que reposan sobre un estrato de arcilla o de roca débil o dúctil. La falla de estos estratos produce el fracturamiento de la capa de roca superficial generando juntas verticales. El subsecuente hundimiento de los bloques genera un talud de numerosos bloques deslizados de movimiento muy lento tipo creep.
- **Acantilados de arcilla abandonados:** Los acantilados producto de la erosión, siguen siendo degradados generándose desprendimientos o deslizamientos del material erosionado, el cual se acumula en la cara del talud. Después de un tiempo se tiene una geoforma diferente y compuesta de dos tipos de material. Generando un escenario complejo de estabilidad.
- **Los deslizamientos que se dividen en avalanchas de lodo o flujos en la punta.**
- **Deslizamientos causados por erosión producida por infiltración:** En taludes donde se presenta flujo subsuperficial, se presenta la socavación interna del material, generando un proceso denominado tubificación, que segrega y debilita el material hasta su colapso.
- **Múltiples deslizamientos en forma escalonada:** Deslizamientos escalonados controlados por la variación en la estratigrafía y se pueden presentar sucesivos deslizamientos rotacionales.
- **Deslizamientos en múltiples niveles:** Se presentan diferentes superficies de falla con la profundidad, a diferentes velocidades.

Figura 2.31. Movimientos complejos. Hutchinson [31]



3. Modelación numérica: diferencias finitas y modelos constitutivos

3.1. Diferencias finitas- modelo lagrangiano

Las modelaciones se realizaron para dos dimensiones, utilizando el método por diferencias finitas para simular el comportamiento de los suelos y las rocas. El método consiste en el remplazo de las derivadas de las ecuaciones que gobiernan el comportamiento del suelo por expresiones algebraicas escritas en términos de las variables de campo (esfuerzo vs deformación) para puntos discretos en el espacio.

El método de diferencias finitas permite resolver las ecuaciones diferenciales que definen el comportamiento del suelo a través ecuaciones aritméticas que aproximan las derivadas parciales. Donde la expresión general de la derivada se aproxima a la siguiente expresión aritmética:

$$\frac{df(x)}{dx} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x}$$

(3.1)

$$\frac{df(x)}{dx} \approx \frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x}$$

(3.2)

El parámetro es definido por la discretización del modelo en una malla. En el caso unidimensional, para cualquier punto i , donde el valor de la función para dicho punto se define como f_i , la derivada puede ser calculada a través de las siguientes ecuaciones obtenidas de las series de Taylor:

- Derivada hacia atrás:

$$\frac{df(x_i)}{dx} \approx \frac{f(x_i) - f(x_{i-1})}{\Delta x}$$

(3.3)

- Derivada centrada:

$$\frac{df(x_i)}{dx} \approx \frac{f(x_{i+1}) - f(x_{i-1}))}{2 * \Delta x}$$

(3.4)

- Derivada hacia adelante:

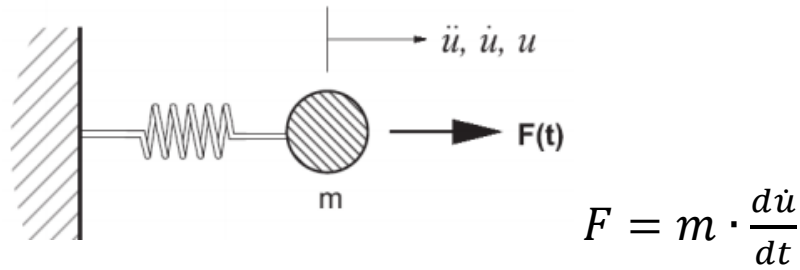
$$\frac{df(x_i)}{dx} \approx \frac{f(x_{i+1}) - f(x_i)}{\Delta x}$$

(3.5)

Por tato, discretizando el modelo de análisis, definiendo las ecuaciones diferenciales de movimiento que relacionan las fuerzas actuantes en los elementos con los desplazamientos y las que relacionan los desplazamiento con los esfuerzos en el material (ecuaciones constitutivas), remplazando las derivadas por diferencias finitas e igualando las ecuaciones de movimiento y constitutivas con respecto al desplazamiento, se calculan las incógnitas del problema a partir de conocer las condiciones de frontera (desplazamientos iguales a 0, velocidades o cargas constantes, etc.).

Las ecuaciones de movimiento y equilibrio relacionan la aceleración de una masa con la fuerza aplicada, F . Para un sistema de un grado de libertad, masa resorte, la ecuación de movimiento se presenta en la Figura 3.1. Al tenerse diferentes fuerzas en un sistema esta ecuación representa la condición de equilibrio cuando $\sum F = 0$.

Figura 3.1. Ecuación general de movimiento para un sistema de un grado de libertad. Tomado de Itasca [34]



Generalizando la Ley de Newton para un sólido en el continuo se expresa así:

$$\rho \cdot \frac{d\dot{u}}{dt} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho \cdot g_i$$

(3.6)

Donde:

ρ : Densidad

\dot{u} : Componente de la velocidad

g_i : Componente de fuerzas de cuerpo

σ_{ij} : Componente del tensor de esfuerzos

Las ecuaciones que relacionan la deformación con el estado de esfuerzos en un elemento del continuo se denominan ecuaciones constitutivas y dependen del modelo constitutivo elegido; y son de la siguiente forma:

$$\sigma_{ij} := M(\sigma_{ij}, \dot{e}_{ij}, k)$$

(3.7)

Donde:

M : Función de la ley constitutiva.

k : Parámetro dependiente del tiempo, aplicable sólo para algunos modelos constitutivos.

\dot{e}_{ij} : Componentes de la tasa de deformación que depende del gradiente de velocidad según la siguiente ecuación:

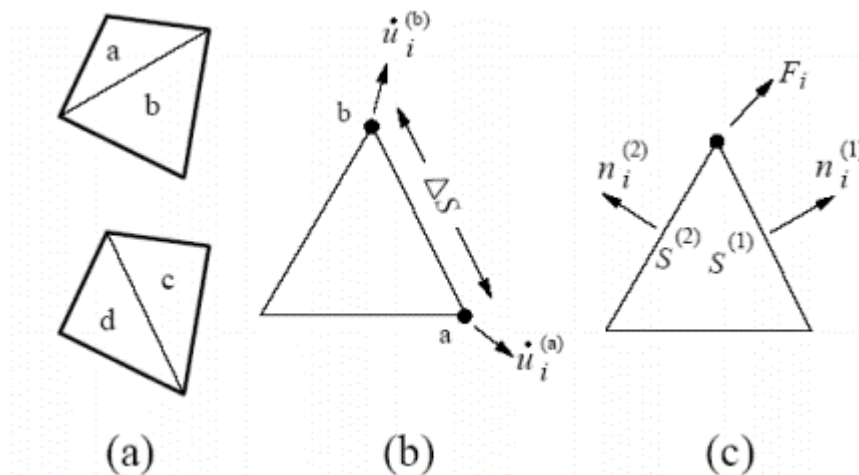
$$\dot{e}_{ij} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right]$$

(3.8)

Para la modelación se utilizó el programa FLAC 2D (Fast Lagrangian Analysis of Continua) el cual utiliza el cálculo de “Lagrange” para modelar deformaciones de gran escala y del colapso de los materiales. El programa discretiza el modelo en una malla y resuelve las ecuaciones diferenciales para cada elemento definiendo el comportamiento del material por el método de las diferencias finitas. Para realizar el cálculo se aplica un método explícito denominado esquema de tiempo-paso que resuelve las ecuaciones algebraicas en cada paso.

FLAC divide el modelo en un enmallado compuesto de elementos de cuatro aristas, realizando subdivisiones internas en los elementos creando cuatro sub elementos triangulares (a, b, c, d) al unir las aristas extremas. Para cada triángulo se determina el tensor de esfuerzos y para cada nodo el vector de fuerza correspondiente.

Figura 3.2 Dimensiones de los elementos de la malla y acción de fuerzas en estos. Tomado de Itasca [34]



Las ecuaciones diferenciales para cada triángulo se determinan a partir de la forma generalizada del Teorema de Divergencia de Gauss expresado a continuación, junto con su forma en diferencia finita:

$$\int_A \frac{\partial f}{\partial x_i} dA = \int_s n_i f ds$$

(3.9)

$$\left\langle \frac{\partial f}{\partial x_i} \right\rangle = \frac{1}{A} \sum \langle f \rangle n_i \Delta s$$

(3.10)

Donde:

f : Vector o tensor escalar.

n_i : Vector unitario normal a la superficie

Δs : Longitud del lado del triángulo

A : Área de la superficie

El procedimiento de cálculo consiste primero en calcular las nuevas velocidades y desplazamientos debido a los esfuerzos y fuerzas aplicados al sistema. Luego, se calculan las tasas de deformación a partir de las velocidades, las cuales permiten calcular los nuevos esfuerzos. Una vez finalizado lo anterior se tienen los nuevos esfuerzos y fuerzas, cerrando así el primer ciclo de cálculo. En la Figura 3.3 se puede visualizar de forma correcta este proceso donde, en cada uno de los ciclos, se actualizan todas las variables de la malla a partir de valores conocidos que permanecen fijos (condiciones de frontera dadas). A continuación, se describe el procedimiento numéricamente:

Figura 3.3 Procedimiento de cálculo FLAC. Tomado de Itasca [34]



1. Para determinar el incremento de la velocidad por cada elemento del continuo, se utiliza la ecuación de diferencia finita del teorema de divergencia en términos de las velocidades nodales:

$$\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} \cong \frac{1}{2A} \sum_s (\dot{u}_i^{(a)} + \dot{u}_i^{(b)}) n_i \Delta s$$

(3.11)

2. A partir del incremento de la velocidad, se determina la tasa de deformación de la zona, siendo el promedio de la tasa de deformación por triángulo la que se determina con la siguiente ecuación:

$$\dot{e}_{ij} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right]$$

(3.12)

3. Calculado el tensor de tasas de deformación, se despeja la ecuación constitutiva utilizada para obtener el tensor de esfuerzos

$$\sigma_{ij} := M(\sigma_{ij}, \dot{\epsilon}_{ij}, k)$$

(3.13)

4. Se calcula la fuerza en cada nodo multiplicando el esfuerzo por la longitud del lado del triángulo. Como cada nodo recibe contribución de fuerza por dos triángulos, la fuerza equivalente es calculada con la siguiente ecuación:

$$F_i = \frac{1}{2} \sigma_{ij} (n_j^{(1)} S^{(1)} + n_j^{(2)} S^{(2)})$$

(3.14)

5. Finalmente, se suman todas las fuerzas que contribuyen en el nodo correspondientes de los cuadriláteros continuos, $\sum F$. La sumatoria representa la contribución de las fuerzas aplicadas en las condiciones de borde, y la fuerza de cuerpo debido a la acción de la Gravedad. La componente de las fuerzas de cuerpo que ejerce la Gravedad se calcula como la Gravedad multiplicada por la masa correspondiente a la suma del tercio de las masas de los triángulos que conectan en el nodo. Si el nodo está en equilibrio, la sumatoria de fuerzas es 0, de lo contrario la velocidad en el nodo se calcula con la siguiente ecuación según la Ley de Newton:

$$\sum F_i^{(t)} = m \cdot \ddot{u}$$

(3.15)

$$\dot{u}_i^{(\frac{t+\Delta t}{2})} = \dot{u}_i^{(\frac{t-\Delta t}{2})} + \sum F_i^{(t)} \cdot \frac{\Delta t}{m}$$

(3.16)

En caso de que no esté en equilibrio el sistema, se procede nuevamente al paso 1 con las velocidades calculadas en el punto 5. Para grandes deformaciones, el desplazamiento de los nodos se calcula integrando las velocidades en los nodos.

En FLAC, la metodología explicada previamente se considera un método explícito, el cual, comparado a otros métodos implícitos de elementos finitos que se utilizan comúnmente, tiene como principal ventaja que no se requiere iteraciones para el cálculo de los esfuerzos y deformaciones del elemento, independientemente del modelo constitutivo usado. No obstante, dado que pequeños pasos de tiempo en cada ciclo impiden el traspaso físico de información de un elemento a otro, se debe realizar una gran cantidad de pasos para lograr un correcto equilibrio.

Se identifican 3 principales dificultades en el momento de realizar modelaciones numéricas de diferentes modelos constitutivos, las cuales son: la inestabilidad física, el correcto proceso o camino de análisis para solucionar el equilibrio y la relación no lineal entre los esfuerzos y las deformaciones. Las ventajas de la implementación del software FLAC es la posibilidad de continuar con el análisis inclusive en el momento en que se alcanza la condición de plasticidad en alguno de los elementos. Asimismo, posibilita a través de una función de re-enmallado, continuar el análisis posterior al momento en que un elemento del continuo presente altas deformaciones.

3.2. Modelos constitutivos

Los modelos constitutivos son formulaciones matemáticas que buscan representar la relación entre los esfuerzos y las deformaciones en los materiales del medio continuo. Para el presente trabajo de investigación se seleccionó un modelo elástico-plástico Mohr-Coulomb asociado a una ley de ablandamiento por deformación a través de una función de reducción de los parámetros de resistencia. Este modelo constitutivo está incluido en las opciones de modelación del programa FLAC 2D, el cual permite también ingresar la función de ablandamiento eligiendo un modelo que el programa denomina *Strain-hardening/softening model*.

3.2.1. Elasticidad

Se considera elasticidad perfecta cuando un material tiene una recuperación total de deformaciones después de aplicarse y posteriormente retirarse esfuerzos de compresión o tensión; se considera una deformación reversible en la descarga. La teoría de elasticidad está basada en las investigaciones de Robert Hooke, pionero en observar el comportamiento elástico de los materiales, quien concluye que para materiales elásticos

los desplazamientos son directamente proporcionales a las fuerzas aplicadas. Hooke establece la relación entre los esfuerzos y deformaciones en un plano de deformación, para un modelo elástico, lineal, homogéneo e isotrópico, según las siguientes ecuaciones:

$$E_i = \frac{1}{E} \sigma_i$$

(3.17)

$$E_j = -\frac{\nu}{E} \sigma_i$$

(3.18)

$$E_u = -\frac{\nu}{E} \sigma_i$$

(3.19)

Donde:

E : módulo de elasticidad

ν : Relación de Poisson

i, j, u : Subíndices del sistema coordinado usado i, j, u .

Las ecuaciones anteriores indican que para un sistema cartesiano (x, y, z) la aplicación de un esfuerzo normal, genera deformaciones normales en el mismo plano como en los otros dos sin generar esfuerzos cortantes. Por otro lado, los esfuerzos cortantes solo producen deformaciones en el mismo plano de aplicación según la siguiente expresión:

$$\gamma_{ij} = \frac{1}{G'} \tau_{ij}$$

(3.20)

Donde G' es el módulo de rigidez al cortante dado por la siguiente ecuación:

$$G' = \frac{E}{2(1 + \nu)}$$

(3.21)

En la mecánica de suelos, las deformaciones se deben al incremento de esfuerzos efectivos, considerando que los esfuerzos cortantes no se ven afectados por la presión de poros, las ecuaciones constitutivas en un sistema coordinado son:

$$\varepsilon_x = \frac{1}{E} [\Delta\sigma'_x - \nu(\Delta\sigma'_y + \Delta\sigma'_z)]$$

(3.22)

$$\varepsilon_y = \frac{1}{E} [\Delta\sigma'_y - \nu(\Delta\sigma'_x + \Delta\sigma'_z)]$$

(3.23)

$$\varepsilon_z = \frac{1}{E} [\Delta\sigma'_z - \nu(\Delta\sigma'_x + \Delta\sigma'_y)]$$

(3.24)

$$\gamma_{xy} = \frac{2(1 + \nu)}{E} \Delta\tau_{xy}$$

(3.25)

$$\gamma_{yz} = \frac{2(1 + \nu)}{E} \Delta\tau_{yz}$$

(3.26)

$$\gamma_{zx} = \frac{2(1 + \nu)}{E} \Delta\tau_{zx}$$

(3.27)

Las ecuaciones constitutivas elásticas se pueden escribir de la siguiente forma matricial:

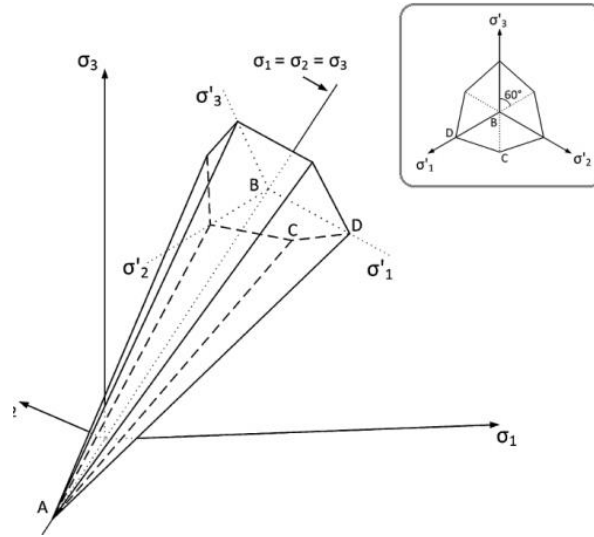
$$\begin{bmatrix} \varepsilon_{11} \\ \varepsilon_{22} \\ \varepsilon_{33} \\ \varepsilon_{12} \\ \varepsilon_{13} \\ \varepsilon_{23} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1/E & -\nu/E & -\nu/E & 0 & 0 & 0 \\ -\nu/E & 1/E & -\nu/E & 0 & 0 & 0 \\ -\nu/E & -\nu/E & 1/E & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1/2G & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1/2G & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1/2G \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{33} \\ \tau_{12} \\ \tau_{13} \\ \tau_{23} \end{bmatrix} \quad (3.28)$$

3.2.2. Elasto-plasticidad- Mohr-Coulomb

Se considera que un material presenta un comportamiento de plasticidad cuando está sometido a una carga y sus deformaciones son irreversibles y permanentes, entonces el material se encuentra en su rango plástico. Para estimar las deformaciones plásticas es necesario utilizar la teoría de la plasticidad y modelos elasto-plásticos formulados en la mecánica del medio continuo. Los diferentes modelos constitutivos se caracterizan por su función de fluencia, función de endurecimiento/ ablandamiento por deformación y su ley de flujo, para relacionar los esfuerzos con las deformaciones. El modelo constitutivo de fluencia empleado para esta investigación es el propuesto por Mohr-Coulomb.

Todo estado de esfuerzos del geomaterial se encuentra dentro o sobre una superficie envolvente denominada Superficie de Fluencia, la cual representa el límite de esfuerzos donde el material pasa de presentar un comportamiento elástico a un comportamiento elástico plástico. La superficie de fluencia se representa en el sistema coordinado de los ejes de los esfuerzos principales $(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3)$ como se observa en la Figura 3.4 para una envolvente del criterio de falla de Mohr-Coulomb.

Figura 3.4 Superficie de fluencia del modelo constitutivo Mohr Coulomb. Tomado de Righetto et al.[53]



La formulación matemática de la superficie de fluencia del modelo Mohr-Coulomb, en función de los esfuerzos principales y de los parámetros de resistencia cohesión (c) y ángulo de fricción (ϕ) se presenta a continuación:

$$F = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} * \text{Sin}\phi - c * \text{cos}\phi$$

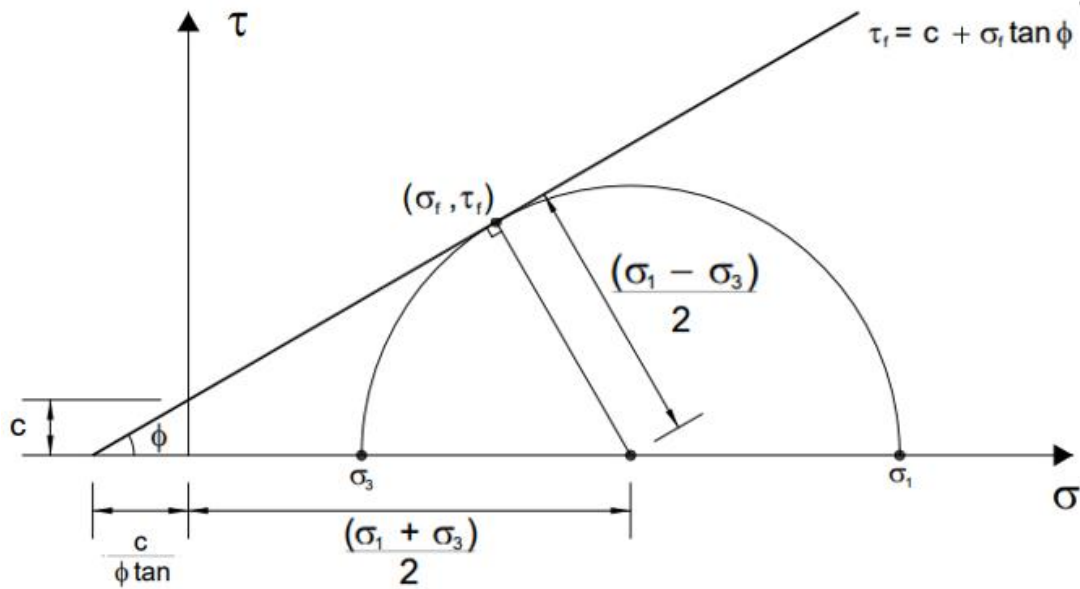
(3.29)

El valor de F para un estado de esfuerzos determina la condición de elasticidad o plasticidad de un material, donde, cuando $F < 0$, el material se encuentra en un estado elástico y, cuando es igual a 1 ($F=1$), el material se encuentra en el rango plástico.

El criterio de falla Mohr Coulomb es dependiente de las variables (estado de esfuerzos) y parámetros de estado (cohesión C , y ángulo de fricción interna ϕ). La condición de plasticidad es alcanzada cuando los esfuerzos de corte alcanzan la línea de fluencia definida en el plano $\tau - \sigma$ según la Figura 3.5. La resistencia al corte de una masa de suelo en un plano en función del esfuerzo normal está definida por la siguiente ecuación:

$$\tau = C + \sigma * \text{tan}\phi$$

(3.30)

Figura 3.5 Círculo de Mohr plano plano $\tau - \sigma$. Adaptado de Itasca [34]


La condición de esfuerzos de un geomaterial se representa en el plano $\tau - \sigma$ por el círculo de Mohr, cuando este es tangente a la envolvente de fluencia, falla al cortante teniendo deformaciones plásticas. El centro del círculo S y el radio T se definen con las siguientes ecuaciones en función de los esfuerzos principales:

$$S = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \quad (3.31)$$

$$T = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \quad (3.32)$$

Cuando el círculo de Mohr es tangente a la envolvente de fluencia S y T se relacionan con la siguiente ecuación:

$$T = S * \text{sen } \phi + \frac{C * \text{sin } \phi}{\text{Tan } \phi} \quad (3.33)$$

$$T = S * \text{sen } \phi + C * \text{cos } \phi$$

(3.34)

En términos de esfuerzos principales:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} * \text{sen } \phi + C * \text{cos } \phi$$

(3.35)

$$\sigma_1 = \sigma_3 \frac{1 + \text{sen } \phi}{1 - \text{sen } \phi} + 2C \frac{\text{cos } \phi}{1 - \text{sen } \phi}$$

(3.36)

Aplicando la identidad:

$$\frac{\text{cos } \phi}{1 - \text{sen } \phi} = \sqrt{\frac{1 + \text{sen } \phi}{1 - \text{sen } \phi}}$$

(3.37)

$$\sigma_1 = \sigma_3 \frac{1 + \text{sen } \phi}{1 - \text{sen } \phi} + 2C \sqrt{\frac{1 + \text{sen } \phi}{1 - \text{sen } \phi}}$$

(3.38)

Considerando K_a y K_p como el coeficiente de presión de tierras activo y pasivo del suelo respectivamente, están definidos por las siguientes expresiones:

$$K_a = \frac{1 - \text{sen } \phi}{1 + \text{sen } \phi}$$

(3.39)

$$K_p = \frac{1 + \text{sen } \phi}{1 - \text{sen } \phi}$$

(3.40)

Finalmente, la relación de los esfuerzos principales para una condición de falla por cortante del material se define con las siguientes expresiones:

$$\sigma_1 = \sigma_3 K_p + 2C\sqrt{K_p}$$

(3.41)

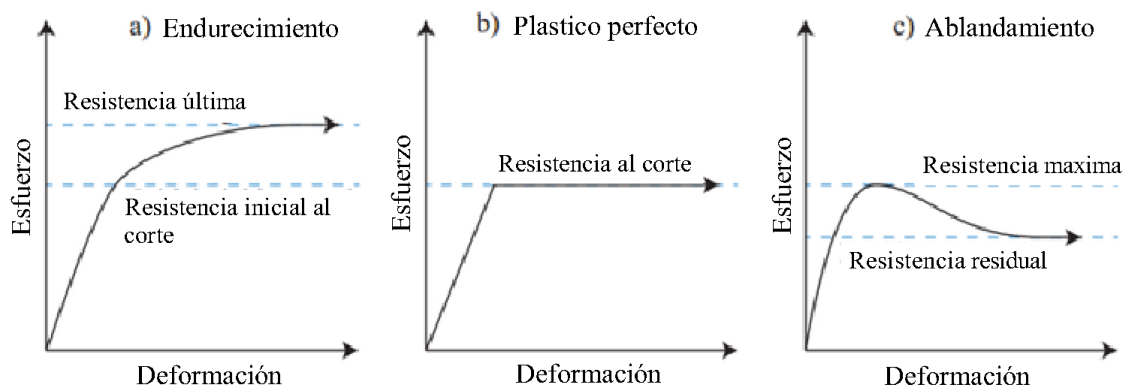
$$\sigma_3 = \sigma_1 K_a - 2C\sqrt{K_a}$$

(3.42)

3.2.3. Ablandamiento por deformación-Strain-Softening

Para un modelo elasto-plástico perfecto, la superficie de fluencia no varía cuando es alcanzada por los esfuerzos del material, en cambio, para los modelos constitutivos elástico-plásticos de ablandamiento/endurecimiento por deformación, esta no es constante, sino crece o decrece según el modelo como se presenta en la Figura 3.6. Al modelo constitutivo utilizado para esta investigación se le asocia una ley de ablandamiento por deformación en la cual, al momento de que el material alcanza su resistencia máxima, esta va disminuyendo a medida que se presentan deformaciones plásticas hasta llegar a una resistencia constante denominada resistencia residual.

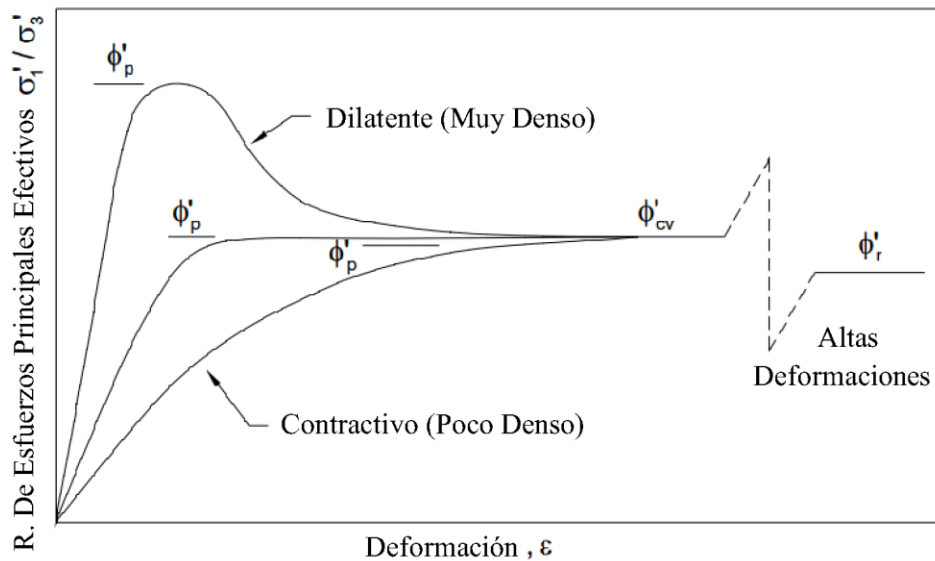
Figura 3.6 Tipos de relación esfuerzo deformación para diferentes modelos elastoplásticos. Adaptado de Sørensen [60]



En las modelaciones de los procesos morfogenéticos realizadas por Buitter [8], Barnichon [6] y Ellis [17], se utiliza un modelo de ablandamiento por deformación, disminuyendo principalmente el ángulo de fricción interna del material.

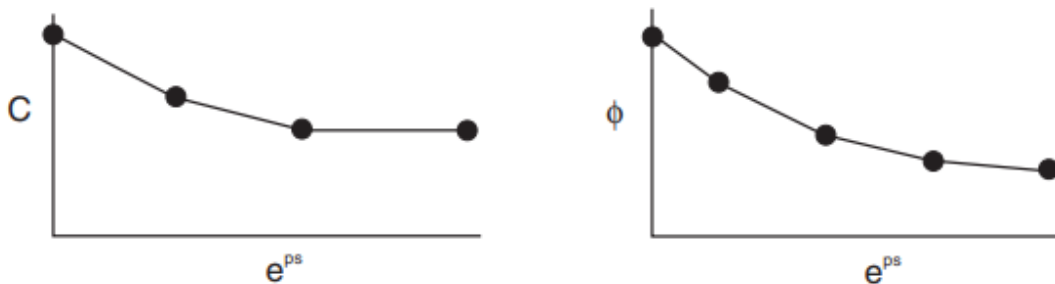
Al considerar materiales frágiles como lo son las rocas, el ángulo de fricción interna varía en relación a la densidad relativa del material y al nivel de deformación. El máximo ángulo de fricción (*Peak friction angle*, ϕ_p) se asocia a la máxima relación de esfuerzos principales antes de alcanzar la superficie de fluencia $\left(\frac{\sigma_1}{\sigma_3}\right)_f$. Para los materiales frágiles, arenas muy densas o materiales dilatantes, el ángulo de fricción máximo es alto y se desarrolla para pequeñas deformaciones. Por el contrario, para materiales dúctiles, arenas poco densas o materiales contractivos, el ángulo de fricción máximo es bajo y se desarrolla a grandes deformaciones. En la Figura 3.7 se observa cómo para materiales dilatantes se presenta un ablandamiento por deformación al momento de alcanzar el ángulo de fricción máximo, el cual disminuye hasta que el material llega a un estado de relación de vacíos crítico, obteniendo un ángulo de fricción correspondiente para largas deformaciones (ϕ_{cv}). Por otro lado, los materiales contractivos se endurecen con la deformación hasta alcanzar el ángulo de fricción crítico.

Figura 3.7 Variación del ángulo de fricción en relación con la densidad y relación de esfuerzos principales. Adaptado de Kulhawy and Mayne [36]



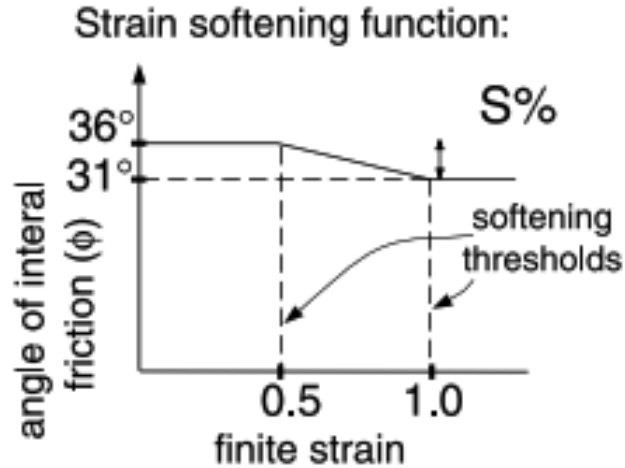
La ley de ablandamiento en el programa FLAC, se modela variando las propiedades de resistencia del material según el modelo constitutivo Mohr-Coulomb (cohesión, ángulo de fricción interna, dilatación y resistencia a la tensión) en función de la deformación plástica cortante (e^{ps}). Se ingresa una función de reducción de estos parámetros a través de unos segmentos lineales como se muestra en la Figura 3.8.

Figura 3.8 Función de reducción de parámetros C y con respecto a la deformación plástica cortante. Tomado de Itasca [34]



Al implementar la ley de ablandamiento por deformación en los modelo se genera la reducción de la resistencia al corte en las zonas del material donde hay una concentración de deformación a causa de los esfuerzos aplicados, generando así zonas de plasticidad que se propagan a medida que se va deformando, extendiendo progresivamente la falla, superficie en la cual, el bloque que no ha alcanzado una condición de plasticidad se desliza sobre el otro, simulando fallas normales o inversas en los macizos rocosos dependiendo la aplicación de la carga. En la Figura 3.9 se presenta la función de reducción utilizada por Ellis [17], la cual se utiliza como base, variando únicamente el ángulo de fricción interna inicial.

Figura 3.9 Función de reducción del ángulo de fricción usado por Ellis y adoptado para esta tesis [17]

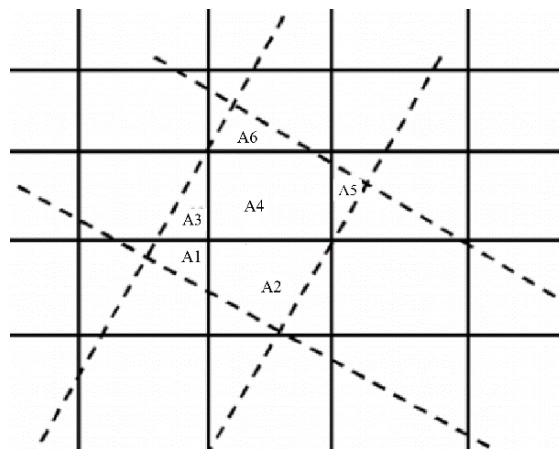


3.3. Re-enmallado

Para las modelaciones de grandes deformaciones, la malla puede ser distorsionada especialmente en las zonas de falla por cortante, haciendo que el programa se detenga dando un mensaje de error. Como en la mayoría de modelaciones de los ambientes geomorfológicos analizados en esta investigación requieren continuidad de los desplazamientos aun después de alcanzar la falla, es necesario generar una función que, al momento de alcanzar la distorsión de algún elemento, automáticamente zonifique los esfuerzos, velocidades y desplazamientos en una nueva malla, más regular y que continúe corriendo.

La asignación de los esfuerzos en la nueva malla se realiza por interpolación disminuyendo la precisión de la reasignación de esfuerzos. Para disminuir los errores en la reasignación, los esfuerzos son asignados para cada elemento por separado; así, cuando se presentan superposiciones entre un nuevo elemento o zona sobre zonas antiguas, se realiza una estimación ponderada del nuevo tensor de esfuerzos. En la Figura 3.10 se muestra la superposición de la malla pasada (en línea continua) con la malla nueva (línea discontinua). La asignación de las variables para la zona de la nueva malla se hace de manera ponderada, considerando el área de las subzonas de la malla como factores de ponderación.

Figura 3.10 Interpolación de zonas de la malla anterior con las de la malla nueva. Tomado de Itasca [34]



El procedimiento de re-enmallado es el siguiente:

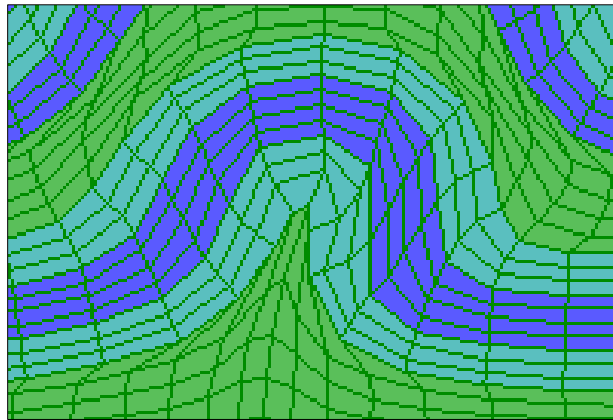
1. El estado del modelo al momento de presentarse la distorsión es guardado, especialmente los esfuerzos en las subzonas, velocidades y desplazamientos de los nodos y las propiedades de los materiales.
2. Se genera una nueva malla, está es definida por el usuario del programa sin restricción. Generalmente la nueva versión de la malla es una nueva versión de la mala original ajustada a los límites antes de fallar.
3. Se asignan para las zonas de la nueva malla los valores de los esfuerzos de las zonas de la malla anterior basados en fracciones de ponderación dependiendo a la superposición. Las velocidades y desplazamientos son asignados a los nuevos nodos por interpolación, considerando la distancia del nodo a los nuevos nodos como factores de ponderación. El sistema de interpolación cumple el equilibrio de fuerzas y momentos.
4. Posteriormente se asignan las propiedades del material y las variables de estado (deformaciones plásticas). Las variables que no son de posible interpolación o ponderación (tipo entero), se asignan con respecto al mayor valor. Por ejemplo, en los modelos donde se asignan las propiedades del material con respecto a una tabla definida por un valor entero (en el modelo strain-softening), el valor correspondiente para la nueva zona es el de la zona de mayor área en la superposición.

5. Se asignan las nuevas coordenadas para los nodos y se actualizan los subíndices de coordenadas i, j .

La mayoría de modelaciones de la presente investigación fueron de altas deformaciones, donde se requería la continuidad del desplazamiento a pesar de alcanzar zonas de plasticidad y altas deformaciones. Por lo tanto, siguiendo la metodología de programación de re-enmallado (*Automatic rezoning*) del Manual de FLAC, Itasca [34], y las recomendaciones dadas por Han [24] para procesos tectónicos, se elaboró un código de programación (FISH) de re-enmallado con base al elaborado por Itasca [34], y adaptado para la aplicabilidad en los modelos propuestos.

En la Figura 3.12 se ejemplifica para un escenario de empuje tectónico, cómo al alcanzar una alta distorsión de un elemento de la malla (Ver Figura 3.11) se genera la rezonificación por una malla mejor distribuida, conservando la misma condición de esfuerzos. Se observa que la nueva malla tiene una distribución uniforme, y no conforme a la rotación de los elementos de malla anterior, esto se convierte en una dificultad en los escenarios donde se presenta grandes plegamientos, ya que se genera una distorsión de la continuidad de los estratos.

Figura 3.11 Distorsión de elemento de la malla antes de re-enmallar. Elaboración propia



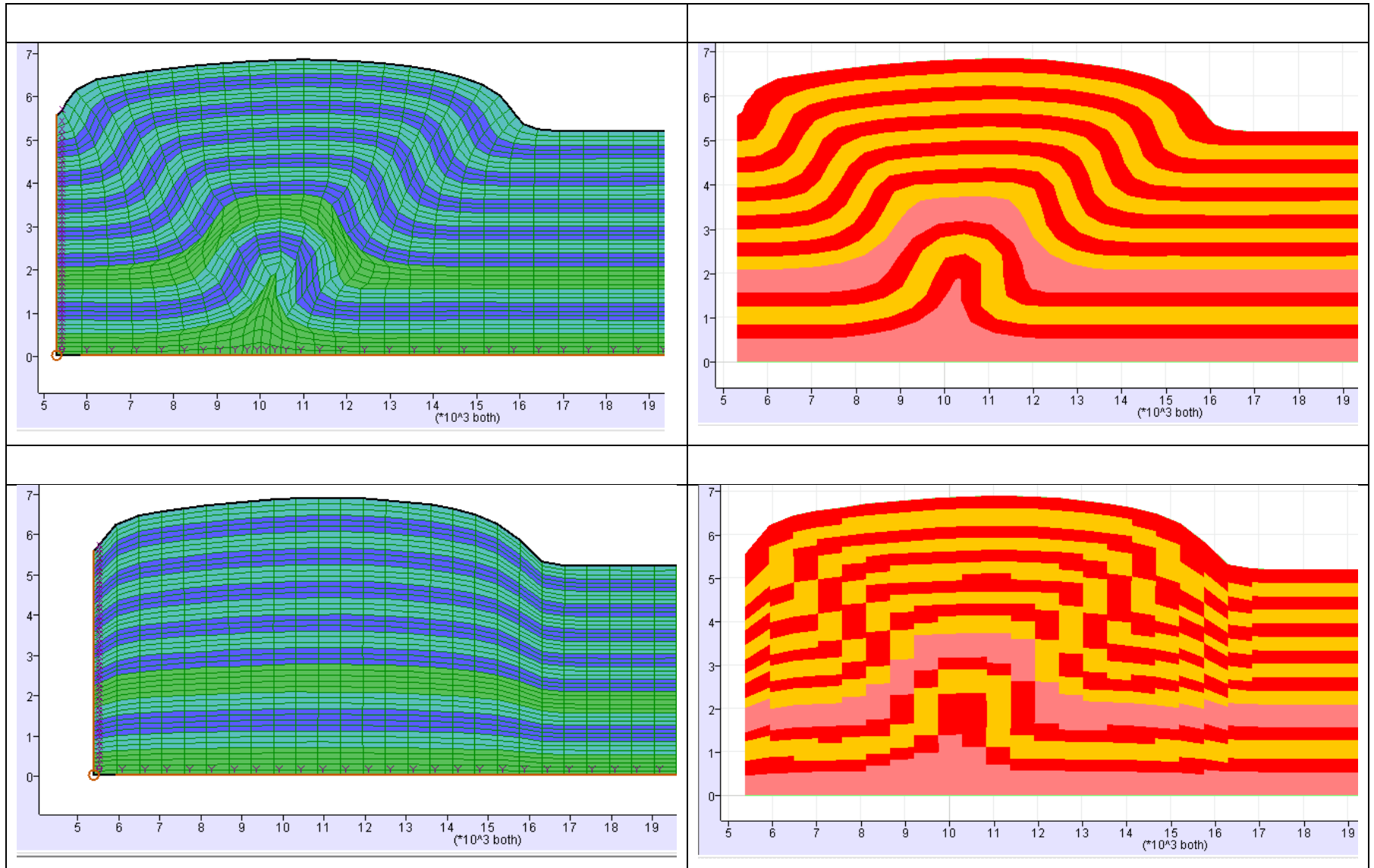


Figura 3.12 Re-enmallado y asignación de propiedades cuando se distorsiona un elemento. Elaboración propia.

3.4. Factor de seguridad

El Factor de Seguridad es la relación entre algún parámetro representativo del problema de análisis calculado en las condiciones iniciales dadas y el valor crítico del mismo parámetro en el que se manifiesta un resultado inaceptable (falla). En estabilidad de taludes, se pueden utilizar tanto parámetros adimensionales (ej. el número de estabilidad) como dimensionales (pendiente, carga aplicada, propiedades de resistencia, esfuerzo cortante).

La condición inaceptable de seguridad generalmente utilizada es la falla por cortante, pero también se pueden definir criterios de desplazamientos máximos permitidos, fallas por volteo, asentamientos, entre otros.

La metodología utilizada para calcular el Factor de Seguridad en las modelaciones de esta investigación es por el método de la reducción de resistencia (Strength Reduction Method), el cual consiste en una reducción progresiva de los parámetros de resistencia al cortante de los materiales hasta alcanzar un estado de equilibrio límite. El método ha sido estudiado ampliamente utilizando el criterio de falla de Mohr-Coulomb, donde el factor de seguridad se calcula según las siguientes ecuaciones:

$$C^{Falla} = \frac{1}{FS^{Falla}} C$$

(3.43)

$$\phi^{Falla} = \text{atan} \left(\frac{1}{FS^{Falla}} \text{Tan} \phi \right)$$

(3.44)

El procedimiento de análisis consiste: primero se calcula el estado inicial de esfuerzos, para los escenarios donde no se consideran los procesos de morfogénesis se define por la acción de la gravedad y para los escenarios donde sí, se define por los procesos de carga. Segundo, por medio de un análisis iterativo, se varía el Factor de Seguridad (FS) para reducir la cohesión y el ángulo de fricción hasta que ocurre la falla. El cálculo se realiza por medio de una técnica llamada "Bracketing", en la cual se define inicialmente un Factor de Seguridad para una condición estable y una condición inestable, y se va reduciendo la

diferencia progresivamente entre estos hasta llegar a una igualdad con un margen de tolerancia. El límite entre la condición estable e inestable la define el programa FLAC en el momento en que el modelo pasa de una condición de equilibrio a un flujo plástico continuo.

Después de calcular el Factor de Seguridad, el estado de esfuerzos resultante corresponde al del mecanismo de falla y no a la condición inicial, por lo cual se puede inferir el mecanismo de falla a través de un análisis de los esfuerzos cortantes finales, de la tasa de deformación cortante y de las zonas de plastificación.

4. Modelación numérica de procesos de carga y descarga

4.1. Introducción

Los trabajos de modelación numérica de la corteza terrestre se han centrado en: **a.** Explicar la geofoma resultante de los procesos tectónicos; **b.** Relacionar las propiedades mecánicas de la litosfera y la flexión de ésta y **c.** Estudiar los efectos de los procesos superficiales (erosión y sedimentación) en la distribución de la carga.

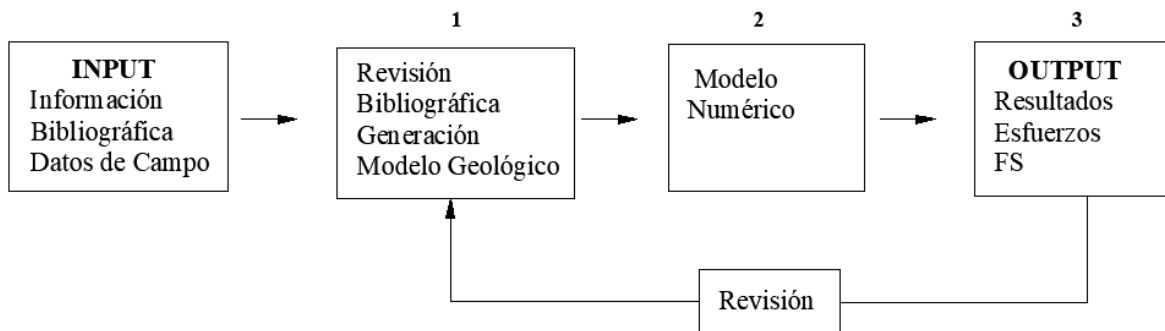
La elección de la escala temporal y espacial de los procesos geomorfológicos que controlan la forma del relieve en estas escalas, y la conversión de este modelo conceptual a un modelo numérico, requiere un análisis complejo que incluye la detallada consideración del proceso dominante y la escala; el adecuado modelo reológico para parametrizar estos procesos; el programa computacional, y la disponibilidad de datos para restringir los parámetros del modelo y evaluar la validez del mismo. El presente capítulo se explica la metodología de elección de estos criterios de modelación.

Para el correcto desarrollo del modelo es necesaria la adecuada discretización de la geometría del escenario, de la estratificación, de los parámetros de los materiales, del modelo de deformación, de la falla y de las condiciones iniciales de frontera. La validez del resultado final dependerá de la calidad en que se analizaron estas condiciones. Para cada ambiente geomorfológico estudiado se detalla las consideraciones tenidas en cuenta para determinar estos parámetros.

La Figura 4.1 presenta el proceso de análisis seguido para el desarrollo de las modelaciones. El paso 1 hace referencia a la revisión y análisis de la bibliografía necesaria para la construcción del modelo de cada escenario geomorfológico. Asimismo, se define la

geometría del modelo y la escala correspondiente, así como los materiales junto con las propiedades de deformidad y de resistencia. Esta etapa del proceso es la que genera mayores errores en los resultados debido a la incertidumbre que se tiene en la recolección de la información de entrada y en la certeza de las hipótesis asumidas. La causa de esta incertidumbre es la limitada información que puede haber en cada dato de entrada.

Figura 4.1 Esquema del proceso de modelación seguido para los análisis. Elaboración propia.



El paso 2 es la generación del modelo numérico en el software FLAC 2D, que requiere el adecuado ingreso de los valores determinados anteriormente y estructurar las fases o la secuencia de análisis. El paso 3 hace referencia al análisis de los resultados de la modelación, donde su validez depende de la efectividad de los pasos anteriores. En caso de que el resultado de la modelación sea un error de convergencia o se presenten resultados no válidos en relación con los conceptos teóricos, se deberá volver al paso 1, y verificar los datos ingresados con más precisión (Ledesma [39]).

Los modelos 2D se desarrollan a partir del análisis de los trabajos de modelación previos, revisando las hipótesis de modelación asumidas, los ciclos y velocidades de carga, las tasas de desplazamiento, la estratigrafía, los casos de estudio puntuales, los parámetros geomecánicos y los modelos reológicos utilizados. La revisión de la información de referencia va enfocada en determinar:

1. El proceso que realmente tiene una influencia significativa en la escala de formación.
2. El modelo reológico a utilizar.
3. Los parámetros de entrada requeridos en el modelo.
4. Las condiciones de frontera.

Debido a que las fuerzas actuantes sobre la corteza son relativamente constantes sobre largas áreas, los modelos en dos dimensiones son válidos para la escala de análisis, y la variación de la deformación y de la concentración de esfuerzos longitudinalmente son principalmente causados por la variación en la reología de los materiales, la elaboración de los modelos numéricos de los procesos morfogenéticos propuestos en el presente trabajo considera la influencia de la estratificación de la corteza, que basado en los estudios numéricos previos, controla la distribución de las rupturas (Van Wees [64]).

Burov&Diament [10] mostraron que la estratificación de la resistencia en la litosfera continental tiene alta influencia en la distribución de esfuerzos, por tanto, aquí se utilizan modelos con un perfil estratigráfico de más de un material, definido a partir de las recomendaciones dadas en estudios previos. No obstante, no se estudia la influencia de la variación de las propiedades reológicas y geomecánicas de los materiales, ya que la modelación se enfoca en determinar la diferencia de la distribución de esfuerzos para diferentes ambientes de formación y no para diferentes tipos de condición de material.

Se realiza la modelación de los siguientes ambientes geomorfológicos, de los cuales se explicó a manera conceptual en capítulos anteriores, los procesos que generan la deformación y evolución del relieve:

- Estructural- Compresión
- Estructural- Extensión
- Denudacional- Erosión
- Denudacional- Fluvial
- Modelo geomorfológico progresivo

Las escalas temporales de los procesos son convertidas a tasas de desplazamiento aplicadas a la corteza y en tasas de erosión. Para la simplificación de los modelos no se considera la estratigrafía detallada ni las fallas menores, específicamente para los ambientes estructurales no se consideran los procesos de erosión. Siguiendo estos criterios de modelación, se estima que representarán a gran escala los procesos de carga que se desarrollan durante la formación de la geoforma, permitiendo observar los cambios en la distribución de esfuerzos en las laderas.

Los principales problemas durante la modelación se encuentran al definir las condiciones de fronteras adecuadas para cada ambiente, los modelos constitutivos de falla y deformación, y la elección de los parámetros requeridos para la modelación; además de generar las funciones de re-enmallado necesarias para continuar con los procesos de carga después de alcanzar las deformaciones máximas permitidas por los elementos.

Los resultados son analizados en dos fases. La primera se realiza en el presente capítulo, donde se analizan para la placa tectónica en general los esfuerzos principales mayores (σ_1) y menores (σ_3); los esfuerzos desviadores ($\sigma_1 - \sigma_3$), los esfuerzos cortantes (σ_{xy}), el tensor de esfuerzos, el máximo incremento del esfuerzo cortante, la relación entre el esfuerzo cortante y el esfuerzo cortante máximo, el desplazamiento de los elementos, y el incremento de la deformación volumétrica y las zonas de plasticidad.

La segunda fase se realiza en el Capítulo 5, donde se analiza específicamente la zona de la ladera.

4.2. Estructural-compresión

Para la modelación de los procesos de carga a compresión generados por cargas tectónicas que producen plegamientos en la corteza terrestre, a partir de investigaciones previas del área de la geofísica, se analizaron tres escenarios para diferentes escalas y condiciones de frontera, con el objetivo de simular lo más aproximado posible las condiciones de tectonismo reales.

Debido a que la deformación de la corteza terrestre es consecuencia de distintos contextos tectónicos, específicamente por la aplicación de cargas superficiales en procesos de cabalgamiento y/o cargas internas debidas a la deformación interna de la litosfera, se proponen los siguientes escenarios, válidos para analizar de manera general la distribución de esfuerzos, la deformación de los materiales y finalmente su relación con la geoforma resultante y su estabilidad:

- Modelo de Empuje Tectónico-Plegamiento: Compresión de una placa tectónica en general.
- Modelo de Empuje Tectónico-Cabalgamiento: Compresión de una placa tectónica con restricción de desplazamiento que simula una falla inversa.
- Subducción entre la corteza oceánica y la corteza continental.

4.2.1. Modelaciones previas

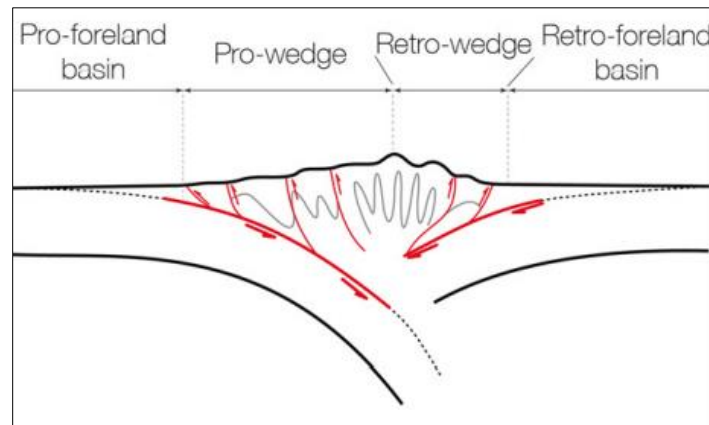
Los procesos geomorfológicos de compresión que generan la evolución de la corteza terrestre se han estudiado mediante modelaciones análogas y numéricas por elementos finitos a partir de modelos constitutivos friccionantes y viscosos, al realizar el análisis de las investigaciones previas de estos modelos presentadas en el presente capítulo se obtuvo información precisa para la elaboración de un modelo apropiado en FLAC 2D, determinando las dimensiones y parámetros reológicos convenientes, identificando las fortalezas y limitaciones del modelo y teniendo una base de comparación de deformaciones y rango de esfuerzos.

Se han utilizado varios modelos numéricos para explicar la evolución tectónica de las zonas de subducción oceánica que buscan representar el empuje de la litosfera, de la corteza inferior, de la corteza superior y en una segunda fase el cabalgamiento entre placas de la corteza superior. La reología comúnmente utilizada es un modelo viscoso dependiente de la temperatura, y, en menor manera, modelos elástico-plásticos. Por ejemplo, Sobolev [59] utiliza las tres reologías en un código de elementos finitos en paralelo con un código de diferencias finitas.

Las modelaciones previas realizadas por Platt [50] en 1986, y por Willet et al [69] en 1993 utilizaban modelos de cinturones de empuje y plegado y cuñas de acreción, como se expuso en los dos capítulos anteriores, asumiendo una deformación friccional-frágil modelados con reologías perfectamente plásticas o con un criterio de corte Coulomb. Posteriormente los modelos fueron desarrollados para explicar la evolución completa del proceso orogénico y las capas que lo componen (Litosfera, corteza superior e inferior), en los cuales fue necesario incluir reologías que representaran las deformaciones dúctiles que controlan el comportamiento de las capas viscosas.

Los modelos de orogénesis pueden ser divididos en las siguientes zonas: *pro-wedge* y *retro-wedge*, dependiendo del comportamiento progresivo o retrogresión de los estratos cabalgantes, donde las direcciones de las superficies de corte son opuestas. Adyacente a la cuña de empuje están las cuencas antepaís, *pro-foreland* y *retro-foreland*, caracterizadas por ser donde se deposita el material erosionado de las cuñas de corte. Ver Figura 4.2.

Figura 4.2 Zonas de corte primarias y secundarias en un modelo de subducción. Tomado de Jaquet et al [35]

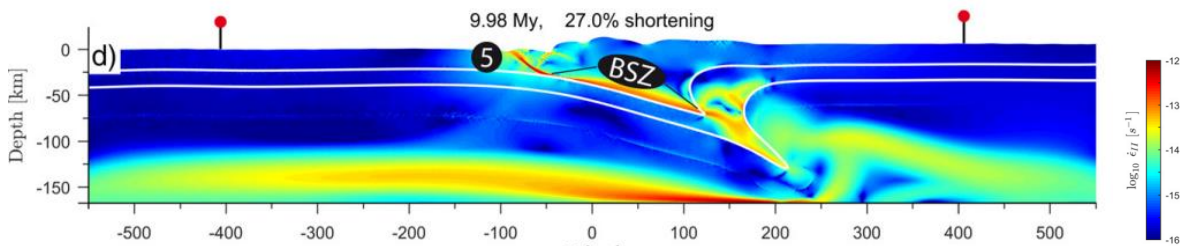


Los procesos superficiales de erosión y sedimentación no son considerados en la mayoría de las investigaciones, según Jaquet et al [35], es debido a que estos procesos no impactan significativamente en la formación y propagación de las zonas de corte, pero advierte que pueden influir significativamente en su orientación, espaciamiento y evolución.

Jaquet et al [35] elaboraron un modelo de elementos finitos con comportamiento viscoplástico dependiente de la temperatura con una función de re-enmallado cada vez que un ángulo de cualquier elemento triangular sea menor de 30.5° . El modelo consta de un ancho de 1600 km y un espesor de 125 km incluyendo 20 km de corteza superior, 15 km de corteza inferior y 90 km de manto. Se realiza el acortamiento lateral, por medio de aplicar un desplazamiento en ambos costados, y se permite el deslizamiento en la frontera inferior. En la Figura 4.3 se presentan los resultados de la tasa de deformación para un acortamiento del 27%.

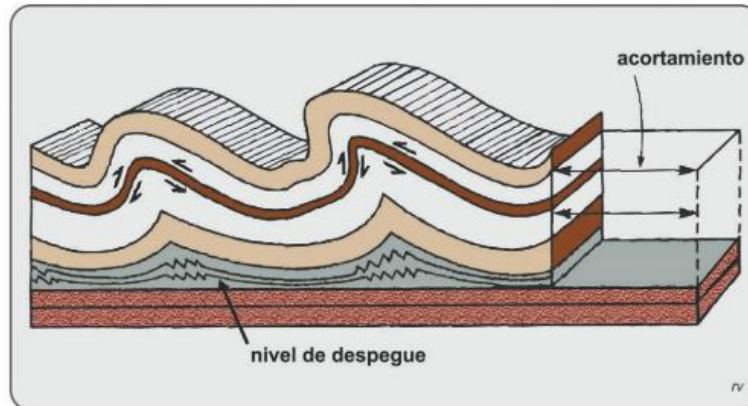
De las modelaciones, una conclusión particular que plantean los autores, es que los esfuerzos generados durante el equilibrio isostático no son relevantes al compararlos con los esfuerzos compresionales generados por el acortamiento de la litosfera.

Figura 4.3 Segunda invariante de la tasa de deformación para un acortamiento del 27% del modelo orogénico de Jaquet et al [35]



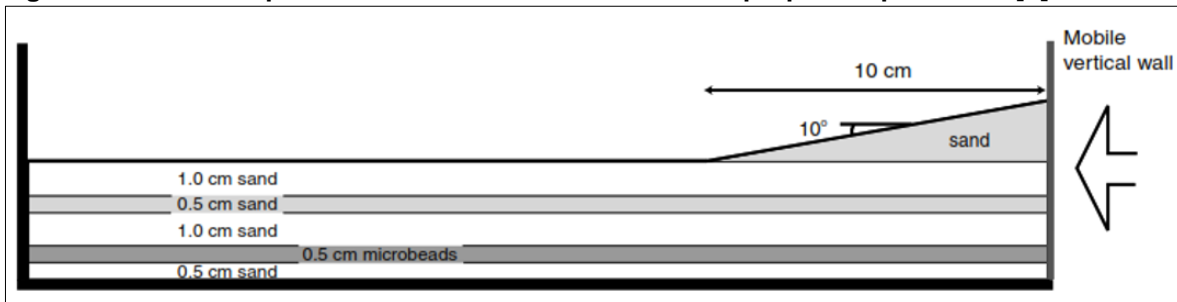
Para este ambiente de formación, se han realizado modelaciones a menores escalas espaciales, localizadas en zonas de estudio específicas y de espesores del orden de 3 a 5 km. Estos son conocidos como modelos de empuje tectónico o modelos de plegamiento por empuje, los cuales representan la compresión de las placas tectónicas fuera de la zona de subducción u obducción, donde se presenta la aplicación de esfuerzos de compresión a una escala menor, en las zonas llamadas *cinturones de plegado y empuje (fold-and-thrust belts)*. En la Figura 4.4 se presenta un esquema del proceso de acortamiento de este escenario.

Para el estudio de la evolución geomorfológica en ambientes compresionales, varias investigaciones han utilizado métodos de modelación numérica y análogas para representar el comportamiento de las placas tectónicas. Las modelaciones numéricas elaboradas abarcan desde casos de estudio específicos hasta modelos conceptuales de placas sometidas a esfuerzos de compresión.

Figura 4.4 Esquema empuje tectónico, Varela [67]

Las modelaciones análogas para este escenario generalmente utilizan materiales granulares y eventualmente algún otro tipo que represente comportamientos viscosos o cohesivos. Estas modelaciones consisten en la adecuación de una capa de material la cual someten posteriormente a un empuje a un costado lateral hasta generar el levantamiento del material, generándose procesos de cabalgamiento y de falla. Utilizan varias capas de materiales granulares diferenciados generalmente por un color diferente, para observar las zonas de falla y de cabalgamiento del material y una posterior estratificación.

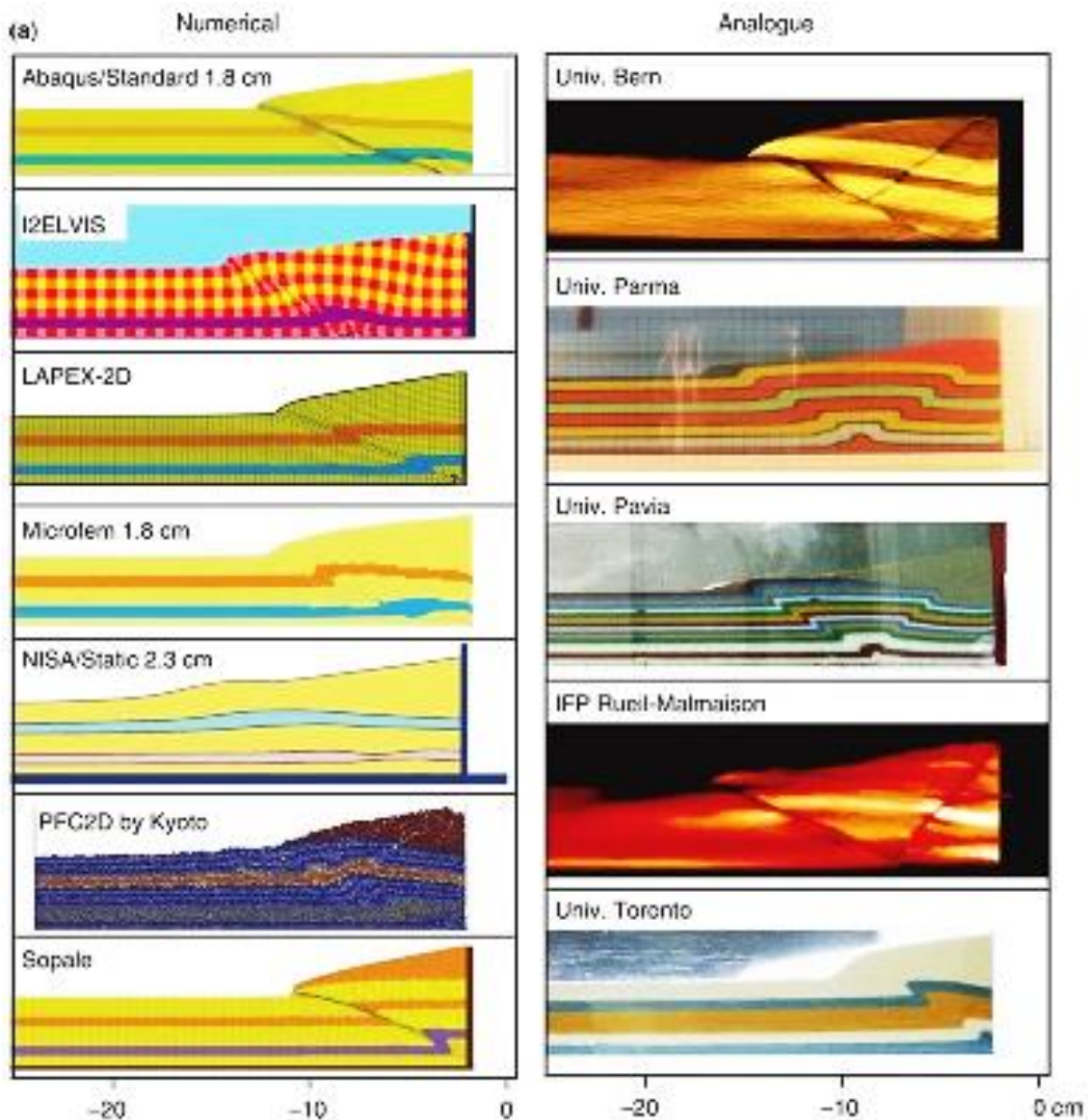
La mayoría de las investigaciones análogas revisadas comparan los resultados de deformación y zonas de ruptura y cabalgamiento con modelos computacionales para la validación de los resultados. Buitter [8] a través de 7 códigos computacionales, realizó la modelación de un empuje lateral en un material frágil y lo compara con varias modelaciones análogas tipo caja de arena (sand-box) realizadas por diferentes universidades, donde concluye que la evolución de la deformación es similar a pesar de las dificultades que hay en lograr que el modelo numérico sea una representación precisa del análogo. En la Figura 4.5 se presenta el modelo análogo planteado, para el modelo numérico. Se utilizó una relación geométrica donde 1 cm en el experimento análogo es equivalente a 1 km.

Figura 4.5 Modelo experimental del acotamiento tectónico propuesto por Buitier [8]

Los modelos análogos utilizaron diferentes materiales granulares, con diferentes ángulos de fricción interna y de densidades. Para efectos comparativos, los modelos numéricos utilizaban las mismas propiedades de resistencia. La evolución de la deformación estructural para un acortamiento de 2 cm, se presentan en la Figura 4.6, donde se compara con los resultados de las modelaciones análogas, se observa que ambos tipos de metodologías de modelación tuvieron deformaciones y plegamientos similares. El acortamiento de las modelaciones llegó hasta 14 cm, donde se observaban las zonas de corte, la propagación de las zonas de falla y el cabalgamiento de los materiales.

Se concluye que la diferencia en los resultados de los modelos depende de la finura de la malla, donde a mayor resolución se generan mayores zonas de corte. También se analiza la variación de parámetros de resistencia, fricción y cohesión del material, concluyendo que está relacionada con la máxima inclinación del talud y con la distancia entre zonas de levantamiento por empuje. Barnichon [6] afirma esta conclusión en su modelo de empuje tectónico, en el cual analiza la influencia de la fricción de la base del modelo en los resultados de deformación y distribución de esfuerzo cortante.

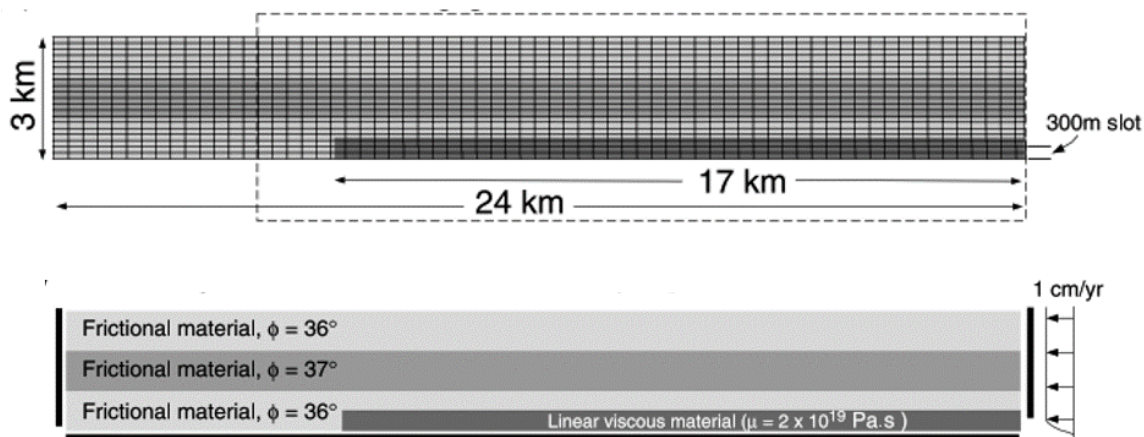
Figura 4.6 Comparación de resultados de los modelos numéricos de Buitter [8] con los modelos análogos de diferentes universidades, 2 cm de acortamiento.



En las modelaciones numéricas realizadas por Buitter [8] y en los modelos análogos de comparación, no se evalúa la influencia de la variación de la rigidez de los estratos. La estratificación inicial corresponde a un mismo material granular, con mismas propiedades de elasticidad y de resistencia diferenciado en capas por cambio de color únicamente. Por otro lado, Ellis [17] propone un modelo de acortamiento considerando una variación de resistencia, tomando ángulos de fricción interna con diferencias del orden de 1° a 2° .

El modelo de empuje tectónico propuesto por Ellis [17] lo compara con un correspondiente modelo análogo, donde se hace un análisis detallado de la escala y la correspondencia entre los parámetros de ambos modelos para finalmente comparar las secuencias de deformación. En la Figura 4.7 se observan las dimensiones y las condiciones de frontera del modelo. Para el modelo análogo 1 km corresponde a 1 cm; y la velocidad de 1 cm/año corresponde a una velocidad de 4.8 cm/hora. Se considera un ángulo de fricción entre la base y las paredes con el material de 28° .

Figura 4.7 Modelo numérico de empuje tectónico propuesto por Ellis [17].



Buiter [8] y Ellis [17] utilizan el criterio de falla de Mohr-Coulomb asumiendo un comportamiento frágil del material. Se modela la deformación con un comportamiento elástico combinado con endurecimiento por deformación, hasta alcanzar la máxima resistencia, y posteriormente, un comportamiento de ablandamiento por deformación hasta una resistencia estable. Ambos modelos usan una capa de material viscoso para concentrar las zonas de falla. El ángulo de fricción varía con la deformación después de alcanzar su máximo valor (ϕ_p) disminuyendo hasta un ángulo estable o residual (ϕ_r), la cohesión se mantiene constante.

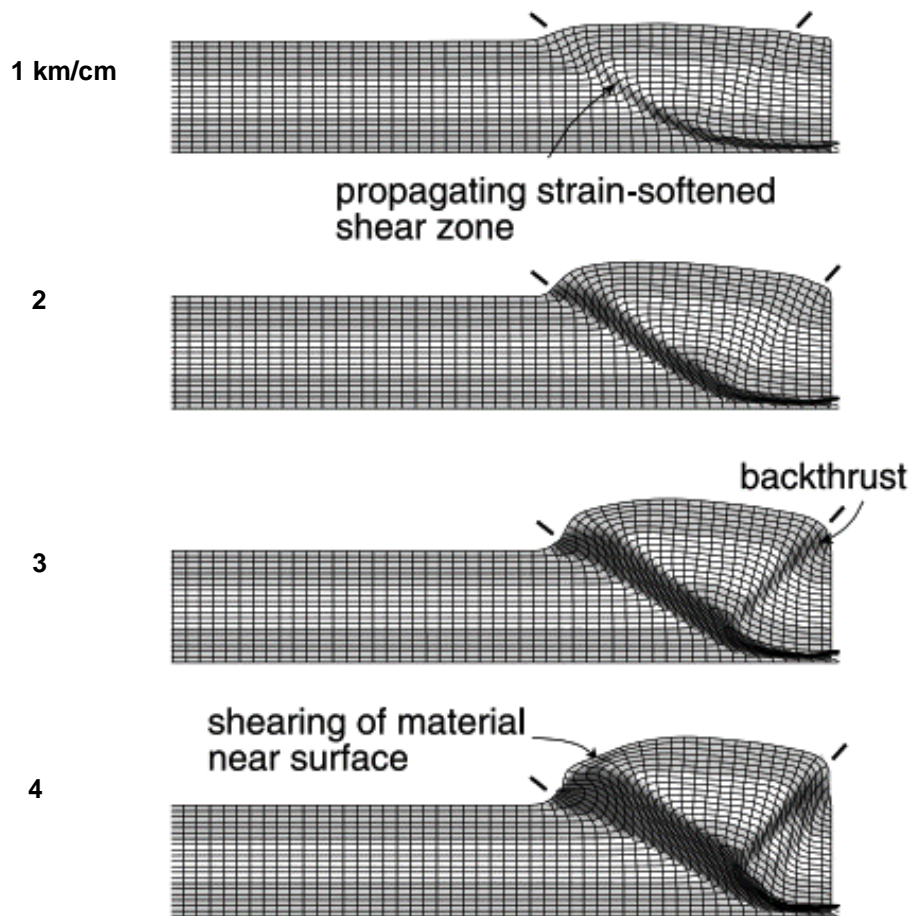
Ellis [17], para un acortamiento de 8 km, realiza la variación de los parámetros de resistencia, de la cohesión y de la función de reducción del ángulo de fricción con respecto a la deformación, comparando las deformaciones con las obtenidas del modelo análogo. Se observa que, al no considerar un modelo de ablandamiento por deformación, las

deformaciones resultantes son muy diferentes con los resultados análogos, y la zona de falla presenta ángulos de buzamiento distintos.

La deformación elástica no es considerada en las modelaciones realizadas por Ellis [17], quien considera un modelo rígido-plástico, ya que, al realizar la correlación entre el módulo elástico del modelo análogo y el modelo numérico, los módulos de elasticidad del material serían del orden de 40 a 60 MPa. Buitter [8] analiza dos modelos numéricos bajo este modelo rígido-plástico y en los otros 4 modelos tiene en cuenta el desplazamiento elástico. Al analizar los resultados concluyó que el porcentaje de la deformación elástica con respecto a la deformación total es del orden de 2%.

En la Figura 4.8 se presenta las deformaciones del modelo de Ellis [17], para un modelo donde no se considera la capa de material viscoso en la superficie, para 1 a 4 km de acortamiento. En la primera fase, con un desplazamiento lateral de 1 km, se genera la propagación de la zona de corte que presenta reducción de la resistencia; para la fase 2, con un desplazamiento de 2 km se genera un desplazamiento y levantamiento de la cuña sobre la superficie de falla generada por la propagación de la zona de corte. Para un desplazamiento de 3 km, se genera una concentración de esfuerzos de corte en la cuña deslizada, generando una zona de falla con sentido opuesto a la inicial. En la fase 4, a partir de 4 km, se observan zonas de corte en el material superficial que se desprende de la punta de la cuña. La modelación alcanzó un desplazamiento máximo de 11 km, no se discuten las siguientes fases ya que el presente estudio analiza el estado de esfuerzos antes de que se generan las fallas del material superficial.

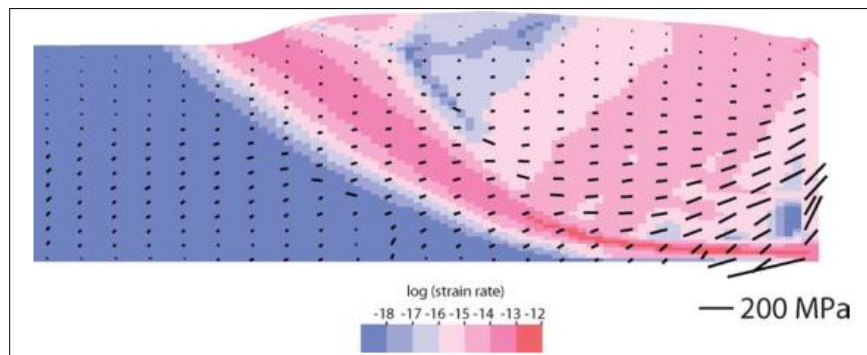
Figura 4.8 Resultados de la deformación del modelo numérico del empuje tectónico elaborado por Ellis [17].



En la Figura 4.9 se observa la magnitud y la dirección del esfuerzo principal mayor para un desplazamiento de 1 km en el modelo de Elli [17], en el cual la mayor magnitud de esfuerzo se presenta en la zona cercana a la pared de empuje y a la superficie, superior a los 200 MPa. En las zonas de corte se observa una rotación de los esfuerzos en sentido antihorario aproximadamente de 30°. La escala de las magnitudes del esfuerzo principal mayor no permite analizar la magnitud y las direcciones de estos en la superficie, ya que son mucho menores en comparación con los obtenidos en la zona de empuje.

Se grafica en escala logarítmica la tasa de deformación, detallando la zona de mayores deformaciones en rojo, donde las altas deformaciones ablandan el material generando una zona de falla o de deslizamiento del material. Se observa que después de la zona de falla la deformación es relativamente menor y la concentración de esfuerzos y deformaciones se presenta en la cuña deslizada.

Figura 4.9 Contorno de la tasa de deformación y direcciones y magnitudes del esfuerzo principal mayor, para un desplazamiento de 1 Km del modelo elaborado por Ellis [17].

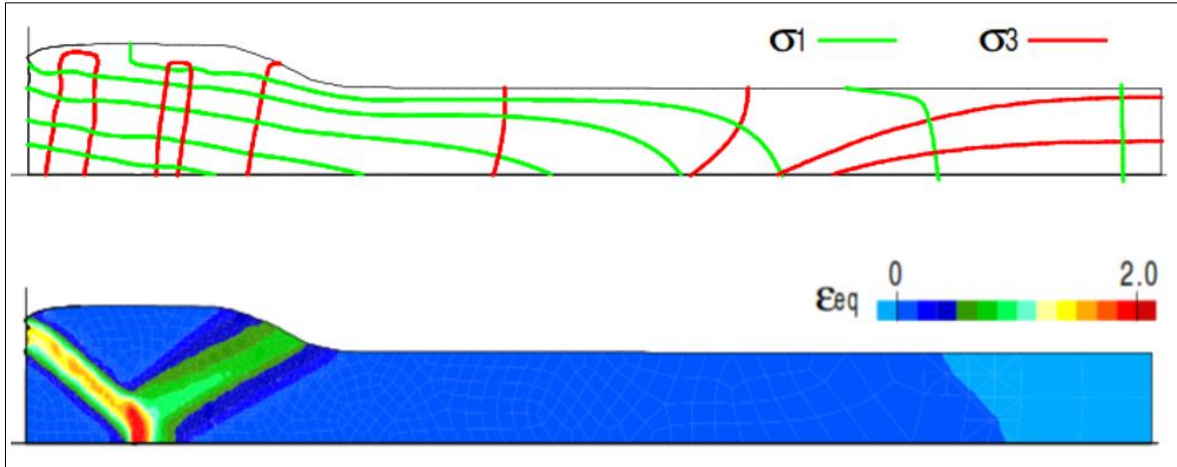


Un modelo de empuje tectónico muy similar fue propuesto por Barnichon [6], utilizando un material granular, investigó la influencia de la variación de fricción en la base, simulando un modelo análogo desarrollado por Colletta [29]. La longitud del modelo es de 20 cm y un espesor de 1.4 cm. Se realizó el empuje en el costado izquierdo del modelo en 5 fases de desplazamiento: 0.3 cm, 1.5 cm, 2.45 cm 3.36 cm y 4.5 cm; y se varió la fricción en la base del modelo de 15° a 25°.

Los resultados se analizaron en términos de esfuerzos y deformaciones, presentado isolíneas de esfuerzos principales y zonas de máxima deformación volumétrica. En la Figura 4.10 se presentan los resultados para una deformación de 1.5 cm, se observa una generación de zonas de falla cortante similares a las obtenidas en el modelo de Ellis [17] antes de que se genere una segunda falla de cabalgamiento. Se observa un régimen de esfuerzos compresionales en el costado izquierdo donde está la zona de empuje, y una condición isostática de esfuerzos en el costado derecho del modelo, donde por efectos de la fricción en la base no se alcanza una influencia de rotación de esfuerzos principales.

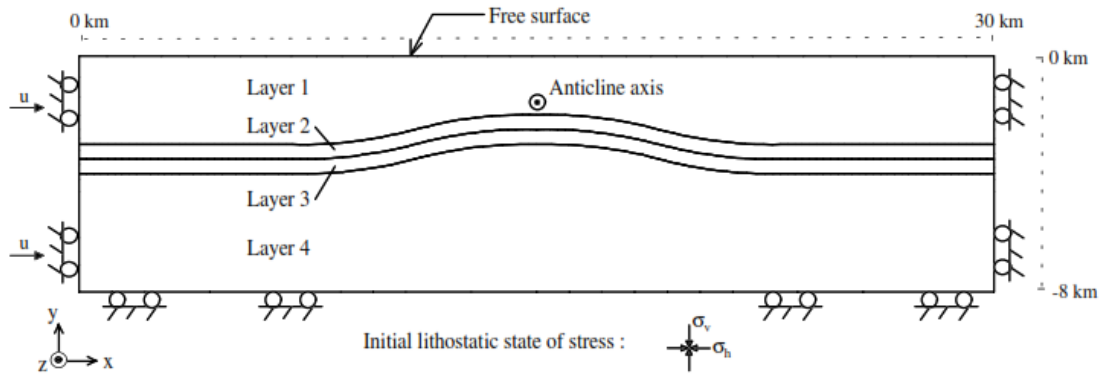
Las siguientes fases de desplazamiento muestran la generación de otras zonas de falla tanto dentro de la cuña desplazada como en zonas posteriores a la zona de falla inicial. La influencia en la fricción de la base en los patrones de deformación es importante, principalmente porque condiciona la generación de zonas de falla, a menor fricción se generan más superficies de deslizamiento después de la cuña inicial, y a mayor fricción se generan superficies de falla dentro de la cuña. Ruh et al [55] concluyeron que el espesor de la corteza (del modelo) influye también en la generación y separación de las zonas de falla y de las cuñas generadas.

Figura 4.10 Isolíneas de esfuerzos principales y deformación equivalente del modelo de empuje tectónico propuesto por Barnichon [18].



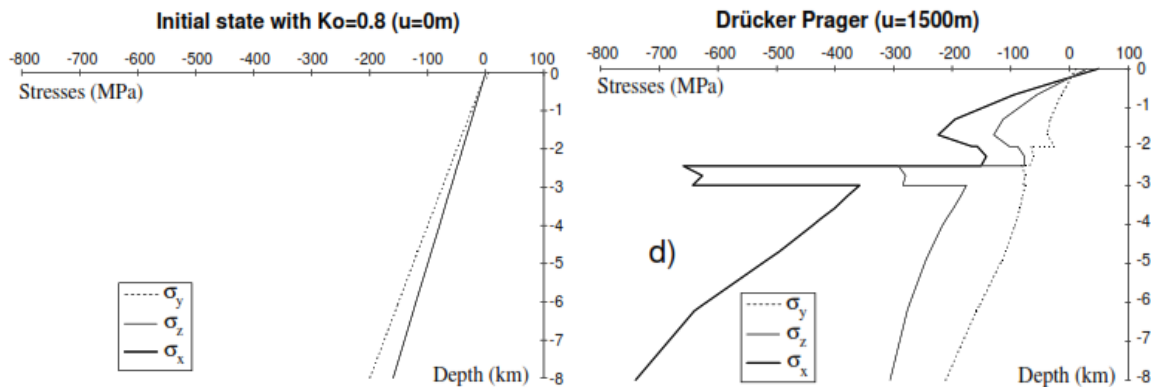
Dentro de su investigación, Barnichon [6] analiza el estado de esfuerzos para un empuje tectónico en una estructura anticlinal de 4 estratos como se muestra en la Figura 4.11. Se presenta discontinuidad de rigideces en los dos estratos del centro del modelo por diferentes ángulos de fricción y en el módulo de elasticidad (*Layer 2* y *Layer 3*), donde el estrato *Layer 2* es el de menor rigidez y de menor resistencia con un ángulo de fricción de 20° , una cohesión de 1 MPa y un módulo de elasticidad de 2 GPa, comparado con el estrato *Layer 3* con un ángulo de fricción de 36° , una cohesión de 2 MPa y un módulo de elasticidad de 20 GPa. Los estratos *Layer 1* y *Layer 4* presentan un ángulo de fricción de 30° , una cohesión de 1 MPa y un módulo de elasticidad de 10 GPa.

Figura 4.11 Geometría y condiciones de frontera para el modelo de una estructura anticlinal de Barnichon [18].



Se analizan la magnitud de los esfuerzos en el centro del modelo, zona del anticlinal ($x=15$ Km). En la Figura 4.12 se presenta el perfil de esfuerzos para la condición inicial considerando un coeficiente de presión de tierras en reposo de 0.8 comparado con el perfil de esfuerzos resultante después de un desplazamiento de 1.5 km correspondiente a un acortamiento del 5%. Al analizar los resultados obtenidos Barnichon [6], se observa el incremento de los tres esfuerzos x , y y z y la rotación de los esfuerzos principales. Para la condición inicial, los esfuerzos principales coinciden con los esfuerzos en las direcciones x , y y z , siendo σ_y el esfuerzo principal mayor (σ_1), el cual incrementa con la profundidad de forma constante, ya que, aunque consideran variación en las rigideces y resistencia de los estratos, asumen una misma densidad de 2.5 Ton/m^3 . El esfuerzo principal menor ($\sigma_3 = \sigma_x = \sigma_z$), incrementa con la profundidad de forma constante, no se presenta variación de la tasa de incremento en los cambios de estrato ya que el K_0 asumido es constante y no depende del ángulo de fricción interno. Para una profundidad de 8 km el valor de σ_y es de -200 MPa y de $\sigma_x = \sigma_z$ de -160 MPa. Para un desplazamiento del 5% de la longitud del modelo (1.5 km), se observa un incremento en los esfuerzos x , y y z hasta de 7 veces más de la condición inicial (a una profundidad de 2.5 km), no se observa un incremento constante con respecto a la profundidad, y en el cambio de estrato, hay incrementos y decrementos súbitos y se hace énfasis en que el esfuerzo en dirección x es hasta 4 veces mayor al esfuerzo en dirección y . También se observa que los esfuerzos x y z no son iguales.

Figura 4.12 Estados de esfuerzos inicial y posterior a un desplazamiento de 1500 m en el modelo de una estructura anticlinal de Barnichon [6].



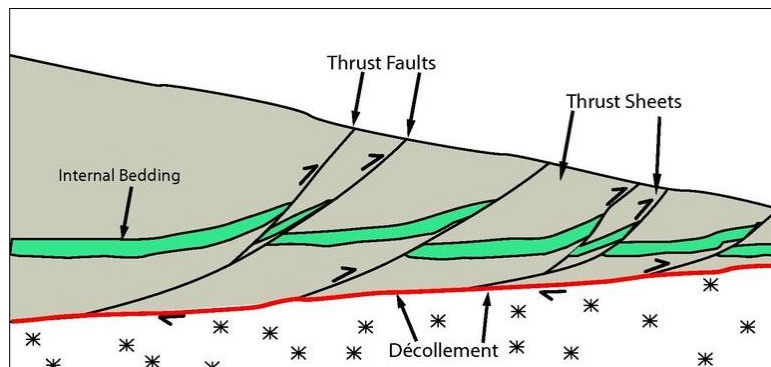
Barnichon [6] compara los esfuerzos resultantes para un empuje del 0%, del 2.5% y del 5% considerando dos modelos de falla, el de Drücker Prager y el de Van Eekelen. Concluyendo que el modelo constitutivo de falla influye en el incremento de esfuerzos para cada fase de acortamiento, donde para un estrato de mayor rigidez y resistencia, los esfuerzos para alcanzar el mismo acortamiento son mucho mayores e incrementan en mayor proporción que los otros estratos cuando se incrementa el acortamiento.

A pesar de las diferencias de objetivos de las investigaciones de Barnichon [6] con las del presente trabajo de tesis, que busca comparar los esfuerzos en los estratos rocosos después del empuje tectónico con un perfil rocoso con misma topografía pero con una distribución de esfuerzos inicial sin considerar el empuje (condición K_0), las conclusiones y los resultados obtenidos dan un margen de dirección y comparación para construir el modelo numérico. Los resultados presentados en la Figura 4.12 muestran que al considerar el empuje tectónico los esfuerzos mayores son horizontales y no verticales, en cambios de estrato de mayor rigidez se presentan variaciones de esfuerzos significativas a pesar de que no se considere un K_0 dependiente del ángulo de fricción interna y de que se asuman pesos unitarios iguales en los estratos, para grandes deformaciones en los primeros metros de profundidad se generan esfuerzos de extensión lo que puede implicar grietas de tracción. Hay un incremento del orden de 4 veces más de los esfuerzos horizontales y el esfuerzo vertical tiende a ser similar. A partir de estas observaciones de la variación de esfuerzos se puede inferir que, al comparar el perfil de esfuerzos del modelo que considera un acortamiento del 5% con el perfil de un modelo de misma topografía pero que no considere los empujes para alcanzar tal deformación y considere una distribución de

esfuerzos K_0 , se obtendrían diferencias similares de órdenes de magnitud y de dirección, y de forma extendida, en las condiciones de estabilidad. Barnichon [6] no presenta el contorno del modelo después de la deformación.

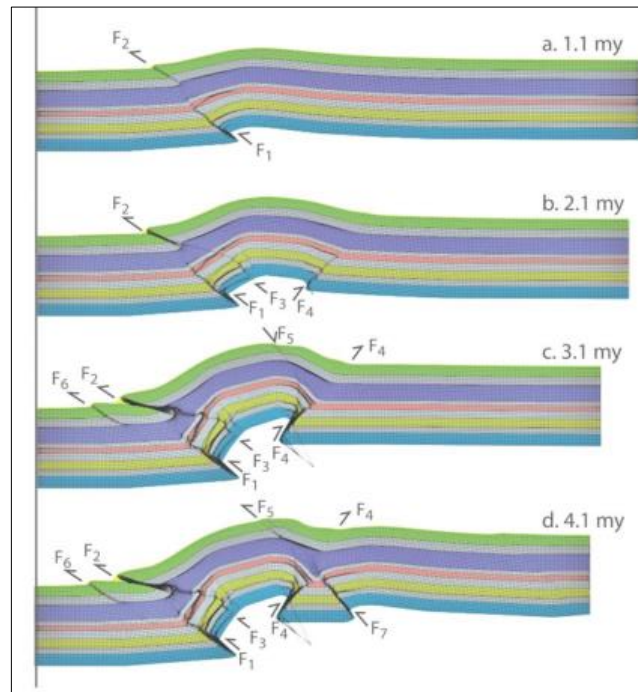
Ruh et al [55] estudiaron la influencia de la presencia de estratos de menor resistencia durante los procesos de carga tectónica, especialmente en la base del modelo, simulando el deslizamiento de estratos rocosos sobre otros en una zona de falla llamada *Décollement* o falla de desprendimiento basal, para este caso de estudio, formada sobre rocas lutitas saturadas o estratos de sal viscosa (Ver Figura 4.13). Los parámetros y la distribución de los estratos de menor resistencia condicionan de manera significativa la evolución estructural de la corteza y la deformación topográfica del relieve; ya que los estratos de menor resistencia favorecen el plegado por encima del fallamiento porque favorecen al deslizamiento flexural (deslizamiento entre los estratos al plegarse). El modelo y los análisis realizados por Ruh et al [55] se analizan en el capítulo 5.

Figura 4.13 Zona de falla de desprendimiento.



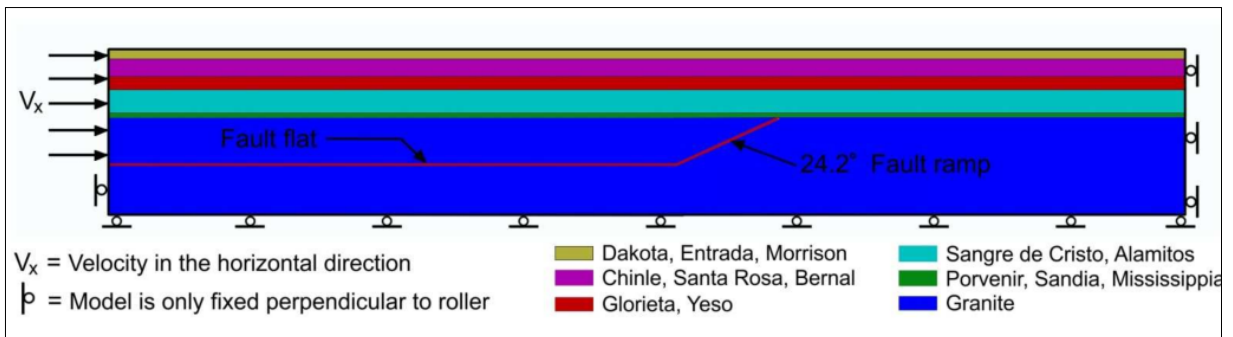
Zhang [73] realiza la modelación por elementos finitos para un caso de estudio particular, proponiendo un modelo que reproduzca la evolución de la geoforma de la cuenca ante país de Wyoming, Estados Unidos, tomando los parámetros de resistencia y estratigrafía a partir de los estudios de campo de la zona. Una diferencia entre este modelo y los planteados por la mayoría de autores, es que se permite el desplazamiento de la base del modelo en dirección vertical, dando como resultado las deformaciones de la Figura 4.14.

Figura 4.14 Resultados de la modelación realizada por Zhang [73].



Otra forma de modelar los procesos de compresión tectónica, es restringir el desplazamiento horizontal en la base, generalmente hasta la mitad del modelo, o incorporando al modelo una superficie de falla para simular el levantamiento topográfico en zonas de falla inversa o de cabalgamiento. Ford [21] realiza la modelación de la zona de estudio de la cadena montañosa Sangre de Cristo, en una zona cerca al pueblo de Montezuma, Nuevo México. El modelo propuesto se presenta en la Figura 4.15.

Figura 4.15 Zona de falla de desprendimiento.



De las investigaciones consultadas para la correcta elaboración de los modelos, se concluye que las ventajas de las modelaciones numéricas, en comparación con las modelaciones análogas, son que estas permiten la variación de los parámetros geomecánicos de los materiales y la determinación de la condición de esfuerzos y deformaciones durante cada estado de la modelación. [25].

La mayoría de investigaciones realizadas previamente, usaron modelos elástico-viscoplasticos con viscosidad dependiente a la temperatura y parámetros de resistencia dependientes de la condición de esfuerzos. Para las modelaciones de dicha investigación se proponen modelos elasto-visco plásticos con parámetros reológicos que no dependen de la temperatura, esto debido a que la zona de análisis de este trabajo es en la superficie de la corteza, y aunque se realizan modelaciones de una escala mayor (modelos de hasta 100 km de profundidad) la condición de esfuerzos que se evalúa es en la parte superficial, donde la temperatura es tan baja que la viscosidad es muy alta y se comporta como un material con reología elástico plástica tipo Coulomb. [13]

4.2.2. Modelo tectónico-compresión

4.2.2.1. Subducción Placa Oceánica - Continental

El primer escenario de modelación representa el proceso de subducción entre la corteza oceánica y la corteza continental. Es el proceso tectónico de mayor escala y el responsable del levantamiento topográfico de mayor magnitud. Este proceso consiste en el hundimiento de la corteza oceánica por debajo de la corteza continental, generando una alta presión de contacto entre ambas placas, la cual produce grandes esfuerzos, fallas y grandes deformaciones.

El presente modelo pretende conocer el estado de esfuerzos en las laderas de las cadenas montañosas, geoformas que se forman en este ambiente geomorfológico, sin embargo, las modelaciones previas realizadas por Jaquet et al [35] y Yamato et al [72], indican que la magnitud de los esfuerzos compresionales en la superficie del relieve son mucho menores a los que se generan en la zona de contacto de las placas y en la corteza profunda.

El proceso de subducción es simulado a partir de un modelo elástico-plástico tipo Strain/softening, en el cual a la corteza oceánica le es impuesto un desplazamiento tanto horizontal como en el frente de subducción, mientras que a la corteza continental se le permite el desplazamiento en su base.

La estratificación y los parámetros de resistencia geomecánica utilizados en el modelo se presentan en la Tabla 4.1 los cuales se obtuvieron de modelaciones realizadas por Jaquet et al [35], Dilip [16] y Yamato et al [72]. No se utilizaron las propiedades de transmisión térmica ni las deformaciones viscoplásticas, sino principalmente los parámetros que definen el comportamiento elasto-plástico.

Este es el modelo de mayor escala espacial, con un espesor de 140 km incluyendo un espesor de 60 km de manto. La longitud del modelo es de 550 km, suficientemente largo para permitir el desarrollo de las cuñas de falla de gran profundidad. El perfil estratigráfico se dividió en dos, la corteza oceánica y la corteza continental, teniendo en cuenta la diferencia de densidades que generan la subducción. El perfil estratigráfico utilizado para la corteza oceánica y para la corteza continental se presenta en la Tabla 4.1.

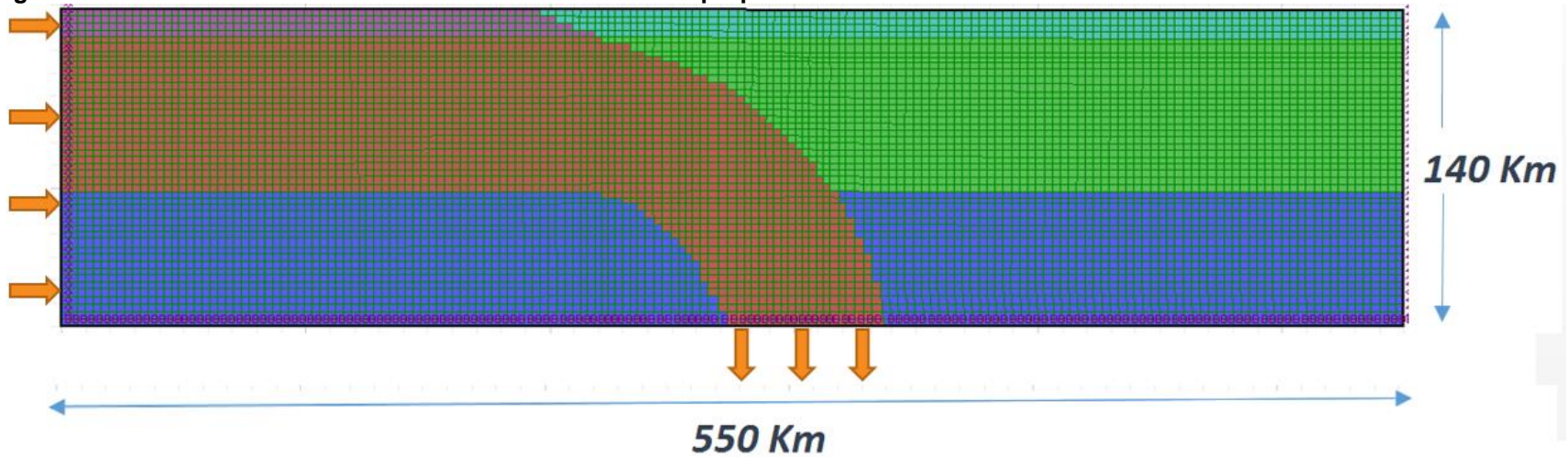
Para un análisis de esfuerzos iniciales de elasticidad se consideraron como condiciones de frontera una restricción al desplazamiento horizontal en los bordes del modelo y una restricción en ambas direcciones en la parte inferior como se observa en la Figura 4.20. La condición de frontera en la base del modelo permite el desplazamiento en sentido horizontal sin considerar algún tipo de fricción.

La carga aplicada se realiza en el borde de la corteza oceánica y en el frente de avance de la subducción; para modelar el desplazamiento continuo de esta placa, las tasas de desplazamiento del frente de avance con respecto a la tasa de la parte posterior son diferentes, de 1 mm a 3 mm por paso respectivamente.

Tabla 4.1 Perfil estratigráfico Corteza Oceánica

ID	ESPESOR (Km)	FORMACIÓN	MÓDULO DE ELASTICIDAD (Pa)	RELACIÓN DE POISSON	ÁNGULO DE FRICCIÓN (°)	COHESIÓN (Pa)	PESO UNITARIO (Kg/m3)
COS	12	Corteza Oceánica Superior	1.20E+11	0.25	30	2E+07	2900
CCI	68	Corteza Oceánica Inferior	1.20E+11	0.25	30	2E+07	3000
CCS	12	Corteza Continental Superior	5.00E+10	0.25	30	2E+07	2700
CCI	68	Corteza Continental Inferior	5.00E+10	0.25	30	2E+07	2800
M	60	Manto	1.00E+11	0.25	30	3E+08	3300

Figura 4.16 Modelo Subducción Placa oceánica. Elaboración propia



Resultados

Para la validación de los resultados, a continuación, se analizan las zonas de mayor tasa de deformación cortante para tres diferentes fases del proceso de carga y así verificar que las zonas de falla sean consecuentes con los conceptos geológicos de propagación de estas. En la Figura 4.18 se muestran las tres fases de análisis:

- Fase 1- Deformación de 3000 m:
- Fase 2- Deformación de 18159 m:
- Fase 3- Deformación de 34694 m:

Los resultados son analizados en dos fases. La primera se realiza en el presente capítulo, donde se analizan para todo el modelo la dirección y magnitud de los esfuerzos principales mayores (σ_1) y menores (σ_3), y una segunda en el Capítulo 6, donde se analiza las deformaciones obtenidas.

Los resultados de la modelación se presentan en la Figura 4.19, en la cual se observa la dirección y magnitud de los esfuerzos principales mayor y menores. El esfuerzo principal mayor después de un desplazamiento de corteza de 34694 m, fase final de la modelación, presenta una orientación horizontal en la corteza que no presenta falla y vertical en las cuñas de falla.

La Figura 4.18 presenta las máximas tasas de deformación cortante, parámetro que indica cuales son las zonas que presentan falla por corte y desplazamiento plástico. Al comparar los resultados para las tres fases de desplazamiento, con las fases de generación de zonas de falla que propone Nemcok et al [47] para un proceso de subducción y de obducción, se observa con mayor claridad en las zonas que alcanzan la plastificación, que para este modelo representa la zonas de falla de la corteza. En la Figura 4.17 se ve como las zonas de falla en la cuña propuestas por Nemcok et al [47] son consistentes con las zonas de plasticidad de los resultados del modelo.

Figura 4.17 Zonas de plastificación, modelo de subducción para un acortamiento de 34694 m. Resultado FLAC 2D. b. Comparación zonas de plastificación obtenidas de la modelación con las zonas de falla tórica propuestas por Nemcoc et al [47]

Plasticity Indicator
 * at yield in shear or vol.
 X elastic, at yield in past

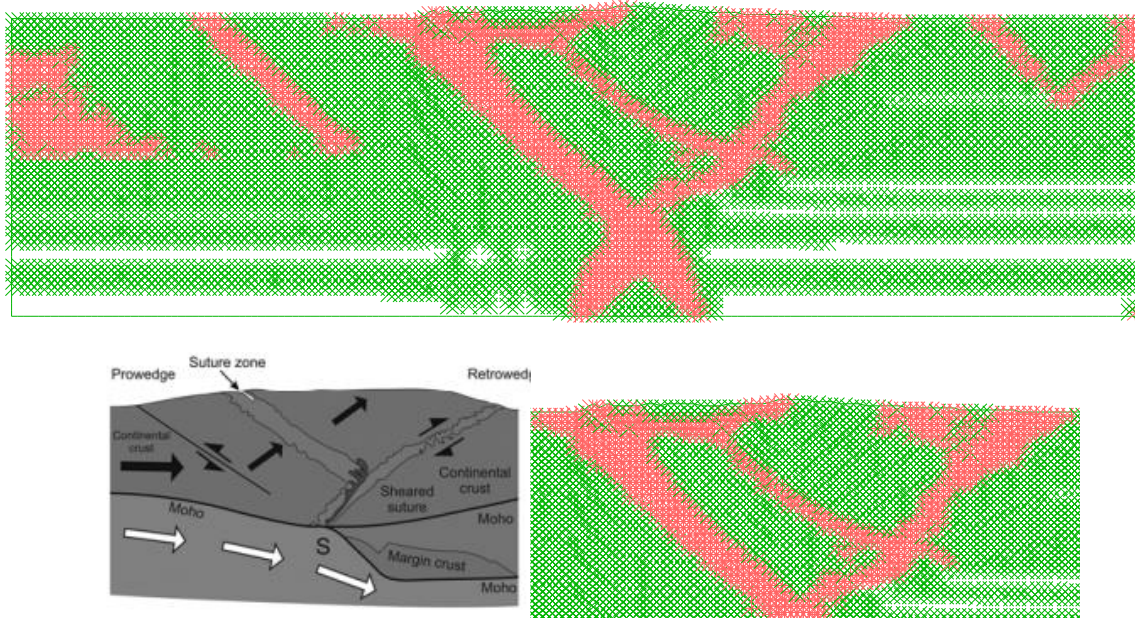




Figura 4.18 Máxima tasa de deformación cortante para el modelo Subducción Placa Oceánica - Continental. A) Desplazamiento de 3000 m. B) Desplazamiento de 18159 m. C) Desplazamiento de 34694 m.

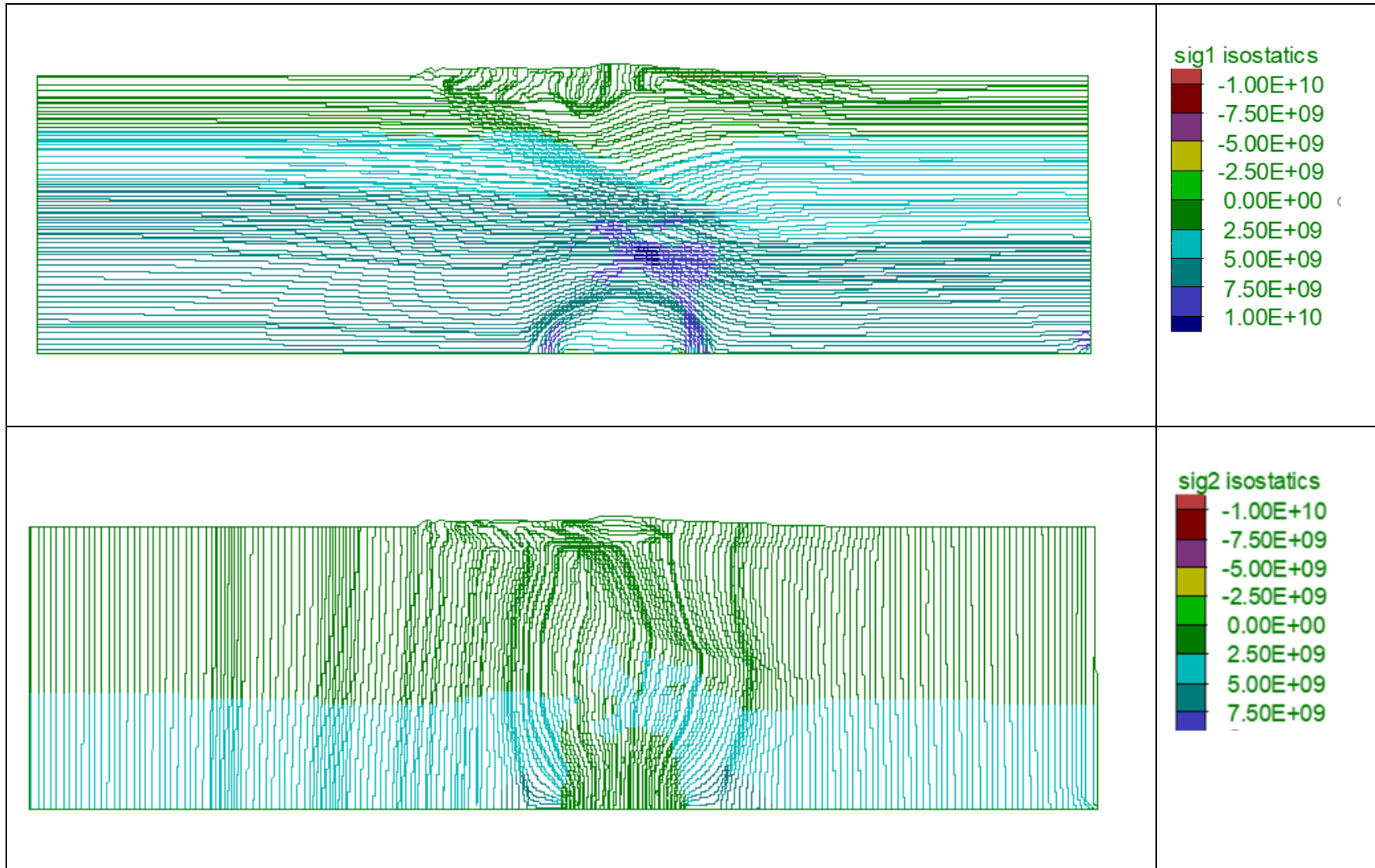


Figura 4.19 Escenario: Subducción Placa Oceánica - Continental. A) Dirección y magnitud del esfuerzo principal mayor. B) Dirección y magnitud del esfuerzo principal menor. Elaboración propia.

4.2.2.2. EMPUJE TECTÓNICO

Se realiza la modelación de un empuje tectónico el cual ocurre en áreas donde los esfuerzos globales tectónicos son compresivos y el esfuerzo principal está orientado horizontalmente, comúnmente encontrado en zonas donde se forman las cadenas montañosas.

Del análisis de las modelaciones realizadas por Barnichon [6] se concluyó que el cambio de rigideces y resistencias en el perfil estratigráfico influye significativamente en la magnitud de los esfuerzos durante este proceso geomorfológico. Por lo cual, las dimensiones, estratificación y parámetros de este modelo se trabajaron principalmente a partir de las recomendaciones y modelaciones realizadas por Zhang [73], quien realiza la modelación por elementos finitos de la cuenca antepaís de Wyoming, Estados Unidos, considerando un perfil estratigráfico con parámetros de resistencia y densidades diferentes, permitiendo tener en cuenta esta influencia.

El perfil estratigráfico utilizado se presenta en la Tabla 4.2. Se modifica el propuesto por Zhang [73], al no diferenciar estratos por diferencias en el esfuerzo de pre consolidación, parámetro que no se evalúa en el presente trabajo. En estrato basal del modelo considera una resistencia mucho menor comparada con los demás estratos, siendo netamente friccionante, lo cual es consistente con las recomendaciones y modelaciones realizadas por Ruh et al [55], quienes afirman que el deslizamiento se genera en un estrato débil o viscoso. Los resultados obtenidos por Zhang [73] sirven como referencia para validación.

Las dimensiones del modelo elaborado se definieron considerando un espesor de corteza de 3.5 km y un largo de 25 km, basados en los modelos de compresión planteados por Ellis [17], Zhang [73], Ford [21] y Barnichon [6].

Para un análisis de esfuerzos iniciales de elasticidad se consideraron como condiciones de frontera una restricción al desplazamiento horizontal en los bordes del modelo y una restricción en ambas direcciones en la parte inferior como se observa en la Figura 4.20. La condición de frontera en la base del modelo permite el desplazamiento en sentido horizontal sin considerar algún tipo de fricción.

Se aplica el desplazamiento en el borde izquierdo del modelo siguiendo las metodologías de modelación planteadas por Ellis [17], quien, para un modelo tectónico similar, modela tanto numéricamente como análogamente. El incremento de desplazamiento se realiza a una tasa de 0.0001 m por paso, y se permite un desplazamiento horizontal durante la carga en la base del modelo, pero no un desplazamiento vertical. En este sentido hay una diferencia grande con la modelación propuesta por Zhang [73], en la cual se permite un desplazamiento vertical en la base del modelo. El desplazamiento total aplicado es de 3 km.

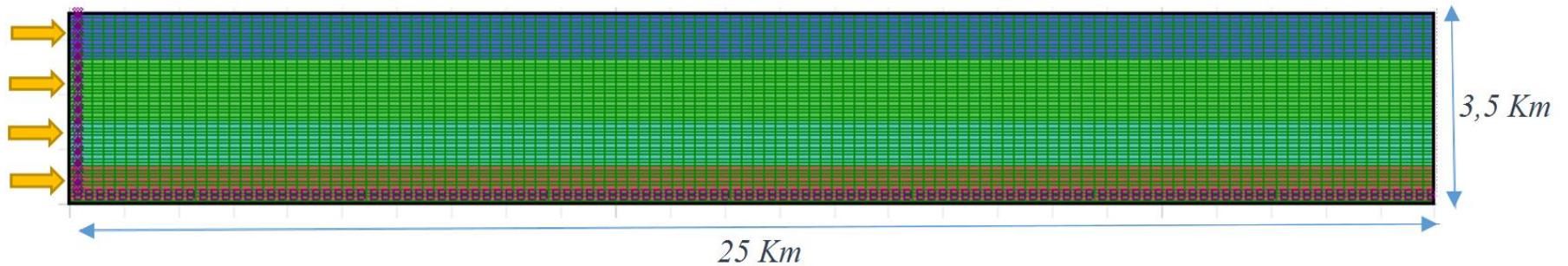
Se considera un modelo constitutivo tipo Strain/softening, considerando una reducción del ángulo de fricción interna dependiendo a la condición de esfuerzos. La cohesión no varía con respecto a las deformaciones y se asigna una basado en los parámetros dados por Zhang [73]. Los parámetros de resistencia geomecánica se presentan en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2 Columna estratigráfica del modelo Empuje Tectónico

ID	ESPESOR (m)	FORMACIÓN	MÓDULO DE ELASTICIDAD (Pa)	RELACIÓN DE POISSON	ÁNGULO DE FRICCIÓN (°)	COHESIÓN (Pa)	PESO UNITARIO (Kg/m3)
Klme	840	Arenisca	1.00E+09	0.21	30	4.00E+07	2700
Kf	1120	Esquisto	1.00E+10	0.2	35	1.20E+07	2700
Tr	840	Limolita	1.00E+10	0.1	35	1.20E+07	2700
Mm	700	Limolita	2.00E+10	0.2	35	2.80E+07	2700

En la Figura 4.20 se presenta el modelo elaborado en FLAC para este escenario.

Figura 4.20 Modelo Empuje tectónico. Elaboración propia.

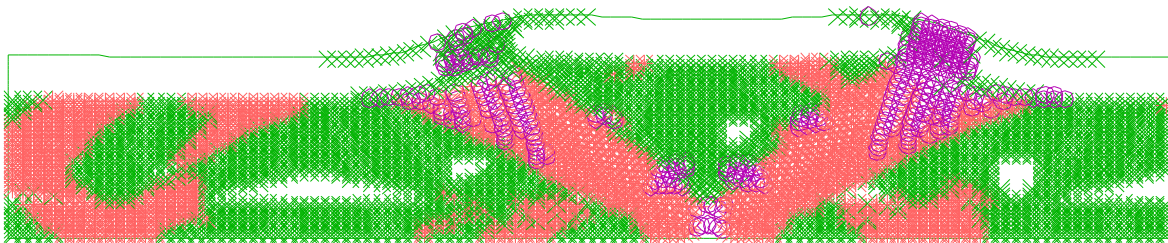


Resultados

Los resultados son analizados en dos fases, la primera se realiza en el presente capítulo, donde se analizan para la placa tectónica en general los esfuerzos principales mayores (σ_1) y menores (σ_3); los esfuerzos desviadores ($\sigma_1 - \sigma_3$), los esfuerzos cortantes (σ_{xy}), el tensor de esfuerzos, el máximo incremento del esfuerzo cortante, la relación entre el esfuerzo cortante y el esfuerzo cortante máximo el desplazamiento de los elementos, el incremento de la deformación volumétrica y las zonas de plasticidad.

La Figura 4.21 presenta las zonas de plastificación donde se observa que debido a las cohesiones utilizadas durante la modelación el estrato superior no presenta zonas de plastificación. Las zonas de falla presentan ángulos similares a los obtenidos en las modelaciones de Ellis [17] y la deformación topográfica para este desplazamiento es consistente.

Figura 4.21 Zonas de plastificación, modelo de empuje tectónico para un acortamiento de 3000 m. Resultado FLAC 2D



En la Figura 4.22 se presenta la tasa máxima del incremento de deformación cortante para tres fases de desplazamiento: a 2000 m, 2550 m y a 3000 m. Se observa que el incremento de la superficie topográfica no ocurre hasta que el material pasa de un estado elástico a un estado de plasticidad, donde al alcanzarse este, se genera la propagación hasta obtener una superficie de falla, en la cual la cuña deslizante empieza a dar forma al relieve. Esta deformación es consistente con el incremento progresivo que ilustra Barnichon [6] del levantamiento del relieve a media que aumenta el desplazamiento. En la Figura 4.23 y Figura 4.24 se presenta la distribución y magnitud de los esfuerzos principales, cortantes y desviadores, para todo el modelo.

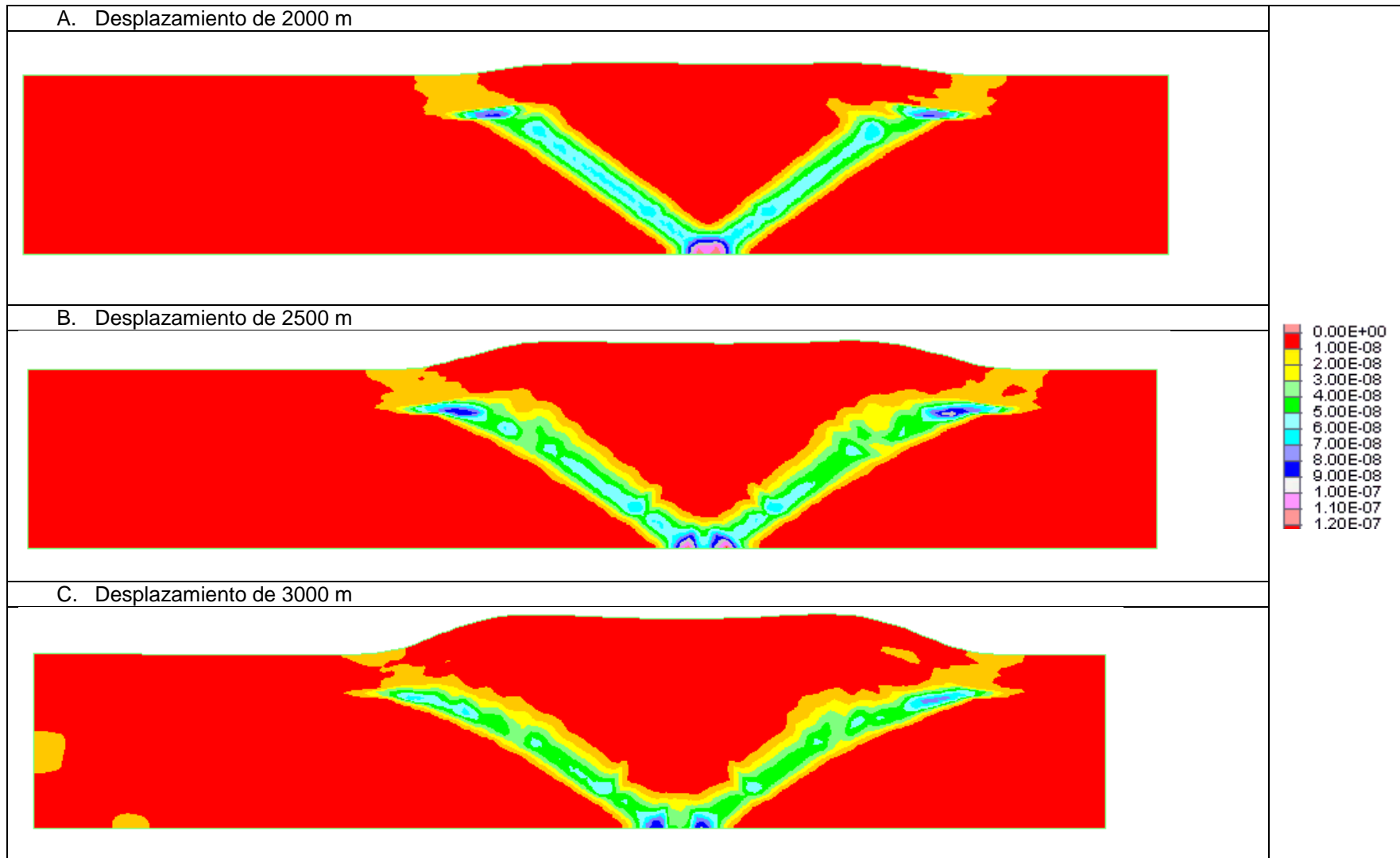


Figura 4.22 Máxima tasa de deformación cortante para el modelo empuje Tectónico. A) Desplazamiento de 2000 m. B) Desplazamiento de 2500 m. C) Desplazamiento de 3000 m.

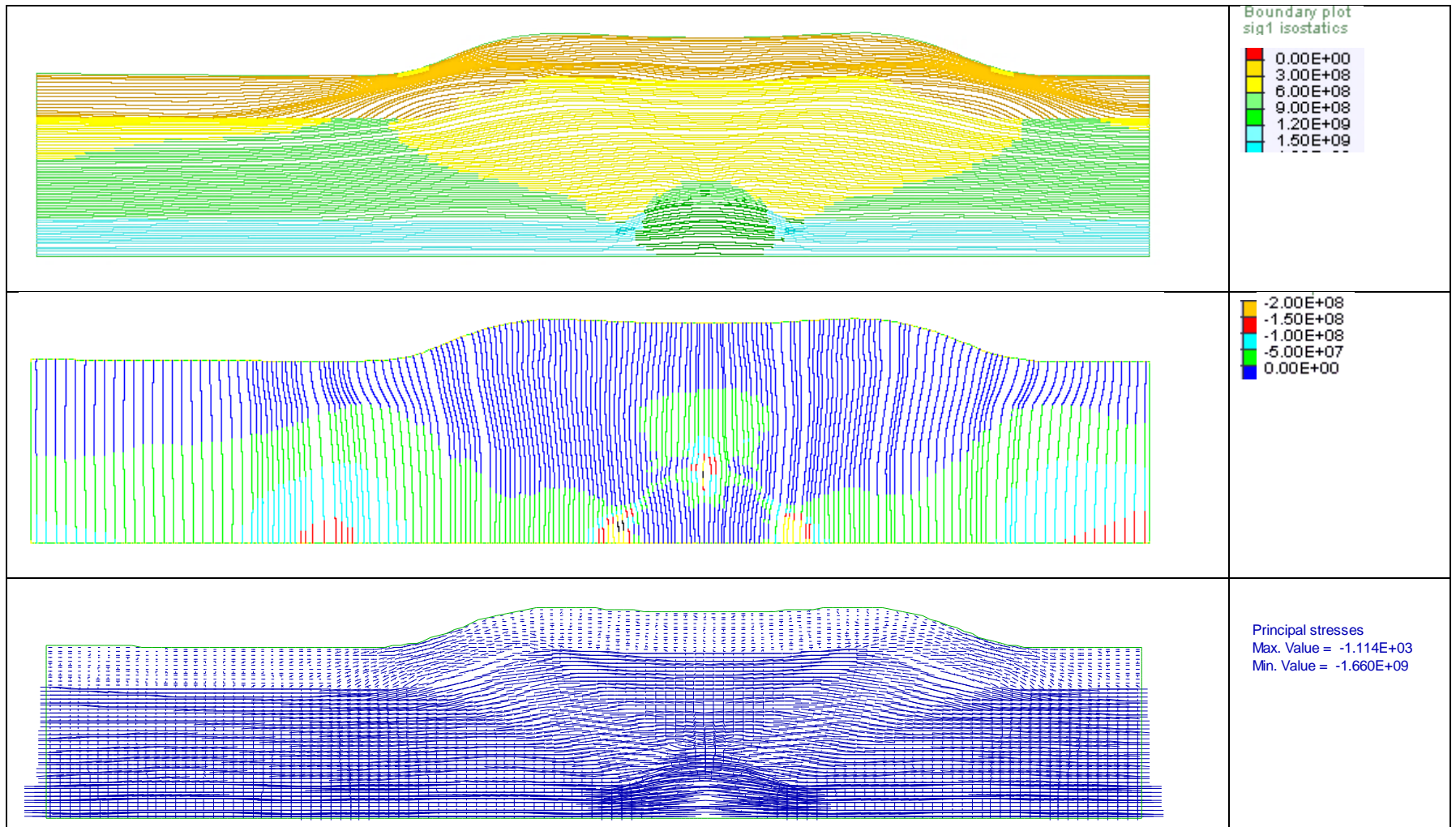


Figura 4.23 Modelo Empuje tectónico. A) Dirección y magnitud del esfuerzo principal mayor. B) Dirección y magnitud del esfuerzo principal menor C) Tensor de esfuerzos principales.

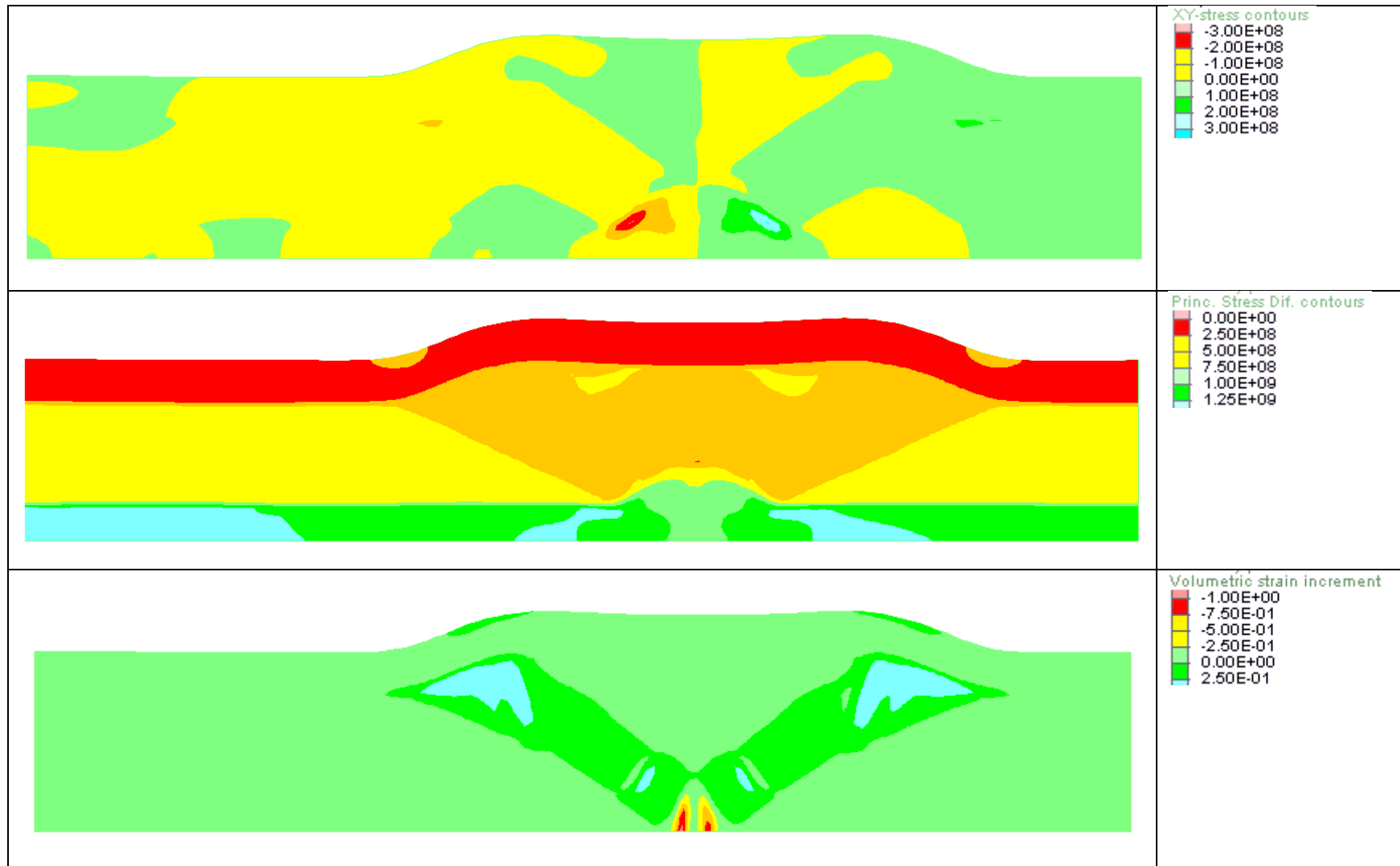


Figura 4.24 Escenario: Empuje tectónico. A) Distribución de esfuerzos cortantes. B) Distribución del esfuerzo desviador. C) Distribución del incremento de la deformación volumétrica.

4.2.2.3. Empuje Tectónico-Cabalgamiento

Este modelo pretende evaluar la condición de esfuerzos en las zonas de falla inversas, donde se produce un cabalgamiento de la corteza desplazada sobre la corteza que no está en movimiento y se produce una restricción. En este ambiente de formación se producen esfuerzos compresivos que se concentran en la placa cabalgante y en la zona de contacto o de falla entre las dos placas. En la zona de cabalgamiento se asocian esfuerzos de extensión que se evidencian en la flexión litosférica.

Se elaboró el modelo de falla inversa a partir del estudio realizado y desarrollado por Ford [21], quien tomó como caso de estudio la cadena montañosa Sangre de Cristo, en una zona cerca al pueblo de Montezuma, Nuevo Mexico; adicional, se realizó un modelo por diferencia finitas con el programa Flac 2D, simulando la deformación del relieve en una zona de falla inversa. Al utilizar la misma herramienta computacional, se revisaron los criterios de modelación, la estratificación y los parámetros geomecánicos para reproducir los procesos geomorfológicos de la zona y analizar el estado de esfuerzos.

A partir del perfil geológico geotécnico elaborado por Ford [21] de la zona de estudio en Montezuma, se planteó el perfil estratigráfico de la Tabla 4.3. La única diferencia en los materiales usados es un estrato de un espesor de 100 m que no se consideró, ya que para propósitos de este estudio no es relevante su influencia.

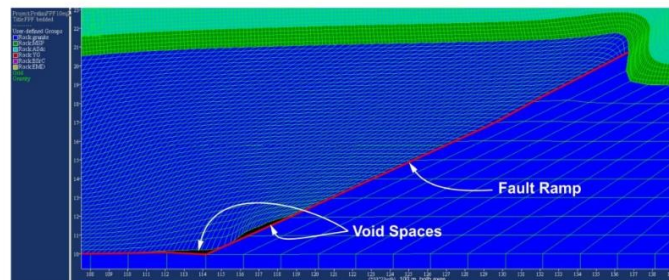
El modelo de Ford [21], considera una zona de falla pre establecida y una zona de interfase horizontal entre los estratos inferiores que permite el libre desplazamiento de la placa y posterior cabalgamiento (Ver Figura 4.15). Al final de la modelación, en estas zonas de interfase, se observaron espacios vacíos entre las placas como se ve en la Figura 4.25 debido a la flexión de la placa, la cual se modela como elemento discreto. Por tanto, para la construcción del modelo, no se consideraron zonas de interfase, sino se redujo el espesor de la placa, de 35 km a 23 km, y se cambió la interfase a frontera inferior con libre desplazamiento en la dirección x hasta la mitad de la longitud. La zona de falla se generará como resultado de los esfuerzos de compresión.

En las fronteras verticales, se restringe el desplazamiento horizontal y se permite el desplazamiento vertical antes de la aplicación del desplazamiento para considerar la deformación elástica. Después de que se genere esta deformación, se aplica en la frontera

izquierda el empuje y se permite un desplazamiento vertical. Las condiciones de frontera se observan en la Figura 4.26.

El empuje o desplazamiento se aplica en el borde vertical izquierdo a una tasa de 0.00005 m por paso, para un total de 3 km. A diferencia del modelo de Ford [21] quien aplica un desplazamiento de 880 m, los materiales modelados permiten generar este desplazamiento sin que ocurra una falla en la ladera; para mayores desplazamientos y considerando efectos de erosión, se genera el desprendimiento, transporte y deposición del material superficial.

Figura 4.25 Espacios vacíos entre placas debido a la flexión, resultados modelación de Ford [21]

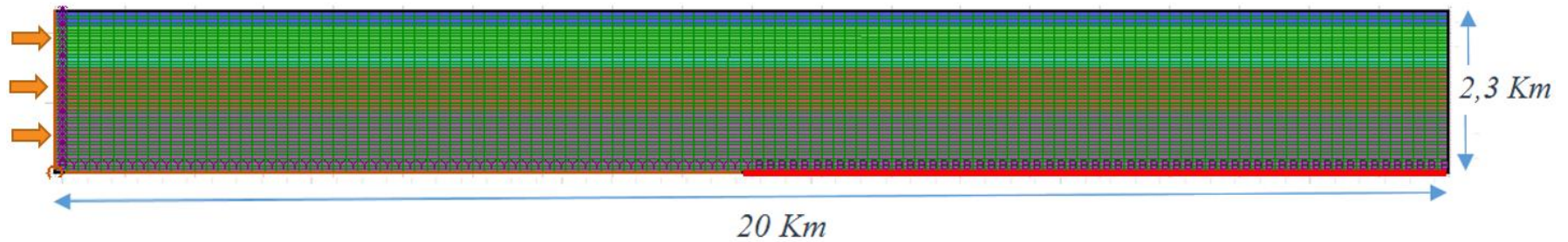


Los parámetros de resistencia geomecánica se presentan en la Tabla 4.3, se considera un modelo constitutivo tipo Strain/softening, considerando una reducción del ángulo de fricción interna dependiendo a la condición de esfuerzos. En la frontera inferior, donde se genera el cambio de libre desplazamiento a uno restringido, se genera una mayor concentración de esfuerzos y unas mayores deformaciones de compresión; al utilizar este modelo constitutivo, esta zona es la primera en fallar, y con un desplazamiento constante, la falla se propaga hasta la superficie generando un plano de deslizamiento, simulando la interfase de falla propuesta por Ford [21].

Tabla 4.3 Columna estratigráfica Modelo Empuje Tectónico- Cabalgamiento

ID	ESPESOR (m)	FORMACIÓN	MÓDULO DE YOUNG (Pa)	ν	ÁNGULO DE FRICCIÓN (°)	COHESIÓN (Pa)	TENSIÓN (Pa)	PESO UNITARIO (Kg/m3)
Dk	200	Dakota: Arenisca	1.92E+10	0.38	28	2.72E+07	1.17E+06	2600
Ch	400	Chinle: Lutita	1.10E+10	0.29	15	3.84E+07	1.44E+07	2500
Gl	200	Glorieta: Arenisca	2.32E+10	0.3	30	3.00E+07	2.08E+06	2600
SC	600	Sangre de Cristo: Esquisto	1.39E+10	0.34	21	3.47E+07	1.00E+07	2533
G	900	Granito	2.11E+10	0.42	51	5.51E+07	1.17E+07	2700

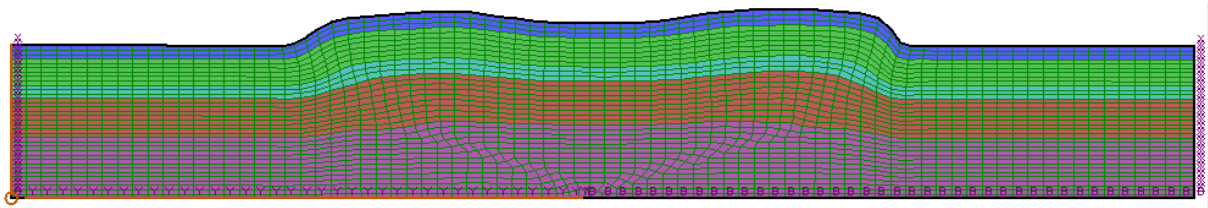
Figura 4.26 Dimensiones Modelo Empuje tectónico- Cabalgamiento. Elaboración propia.



Resultados

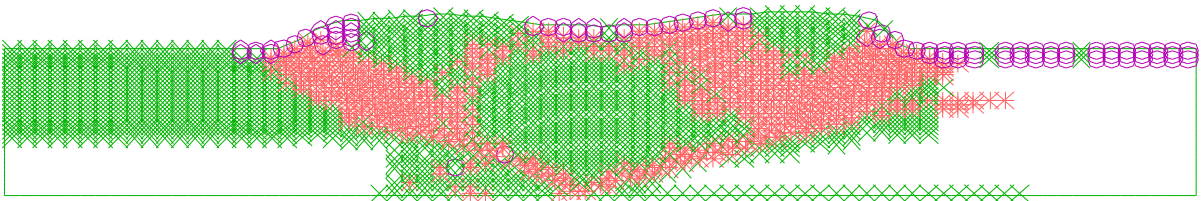
Para esta fase se analizaron la distribución, magnitud y dirección de los esfuerzos en todo el modelo, para verificar la validez de los resultados. Primeramente, la deformación obtenida después de 3 Km de acortamiento, se observa en la Figura 2.24. Se observa el plegamiento en la zona de cabalgamiento y la fuerte pendiente que tiene la ladera frontal de la cuña de falla. La ladera posterior al cabalgamiento, presenta una inclinación menor, pero según la dirección del esfuerzo principal mayor presentada en la Figura 4.29, también está sometido a altos esfuerzos de compresión.

Figura 4.27 Malla deformada después de 3 Km de deformación.



A diferencia del modelo de empuje tectónico convencional modelado anteriormente, la restricción del movimiento en la mitad del modelo, genera un plegamiento en los estratos cabalgantes y zonas de falla internas en la cuña de falla. Se observan en la Figura 4.28 las zonas de plastificación donde se detallan las superficies de falla del modelo. La existencia de estas dos zonas de falla dentro de la cuña cabalgante genera que la zona central de la cuña se levante a menor tasa que las otras zonas.

Figura 4.28 Zonas de plastificación, modelo de empuje tectónico-Falla normal para un acortamiento de 3 km. Resultado FLAC 2D.



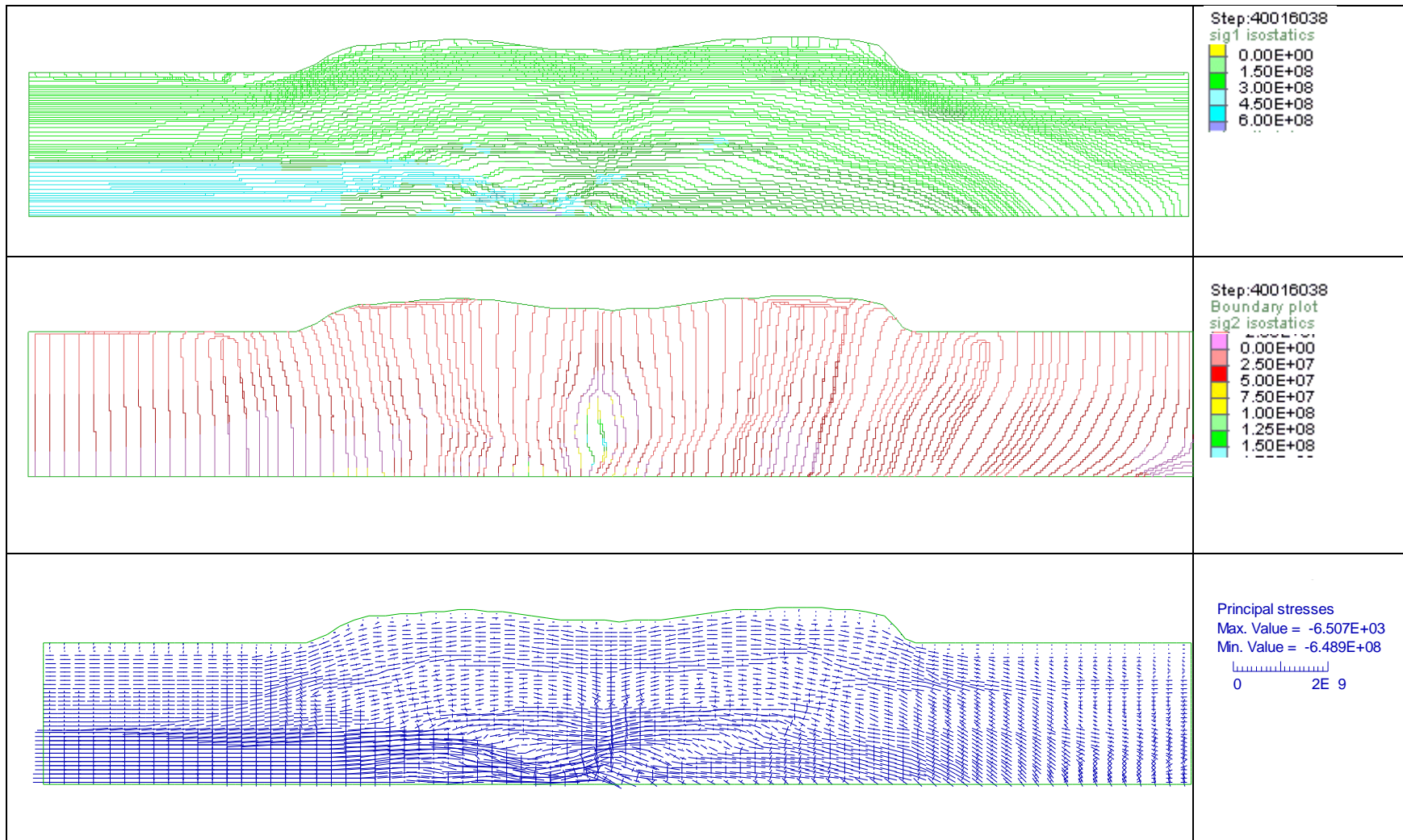


Figura 4.29 Modelo Escenario: Extensión falla normal. A) Dirección y magnitud del esfuerzo principal mayor. B) Dirección y magnitud del esfuerzo principal menor. C) Tensor de esfuerzos principales.

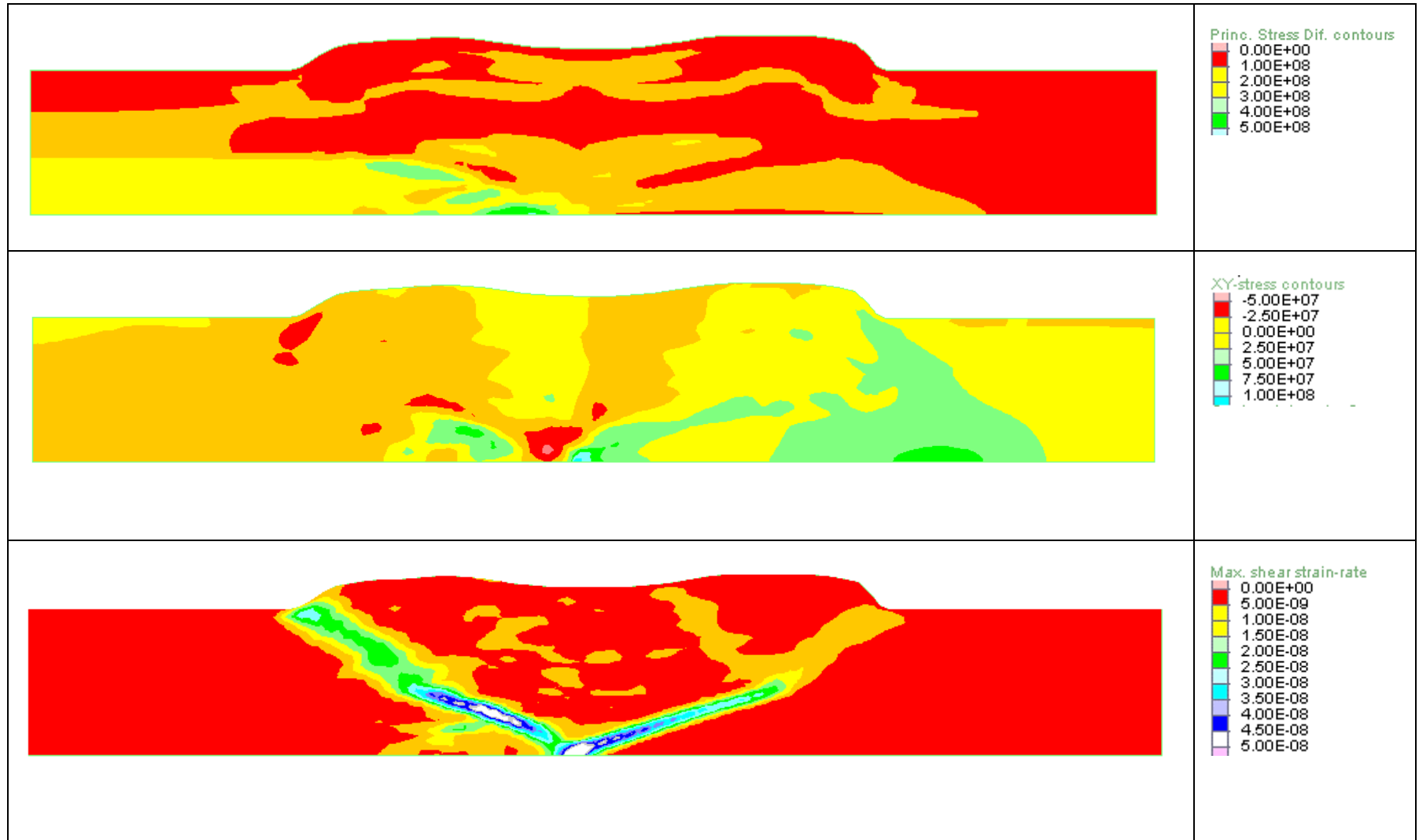


Figura 4.30 Modelo Escenario: Extensión falla normal. A) Distribución del esfuerzo desviador. B) Distribución del esfuerzo cortante. C) Distribución de la máxima deformación cortante.

4.3. Estructural-extensión

Los escenarios de extensión tectónica son zonas de divergencia de la corteza terrestre producto de la separación de las placas tectónicas, como los rift continentales, valles de extensión, etc.

A partir de las investigaciones y modelaciones previas en el área de geofísica se estimaron los mecanismos de falla de las placas tectónicas en ambientes estructurales de extensión y se propusieron los siguientes escenarios:

- Valle de extensión sin restricción, Graben
- Extensión con restricción, Half-Graben

4.3.1. Modelaciones previas

Los valles de extensión son zonas de la corteza que se ven sometidas a esfuerzos de extensión en ambos costados de la placa, generando el fracturamiento del material rocoso, formando generalmente dos fallas normales, entre la cuales se forma un valle producto del hundimiento de la cuña de falla. Este proceso se esquematiza en la Figura 4.31.

Nagel & Buck [46], desarrollan un modelo de extensión continental de un espesor tal que incluye las capas de la corteza superior, la corteza inferior y el manto; también incluye un estrato intermedio que representa la falla de desprendimiento. El modelo refleja que cuando se realiza la extensión, la corteza falla generando dos escarpes representativos de fallas normales, los cuales se van aumentando a medida que se genera la extensión (Ver Figura 4.32). Las cuñas de falla se van desplazando sobre la superficie produciendo un hundimiento pronunciando los escarpes.

Figura 4.31 Esquema de procesos de carga en un valle de extensión. Tomado de Huggett [30]

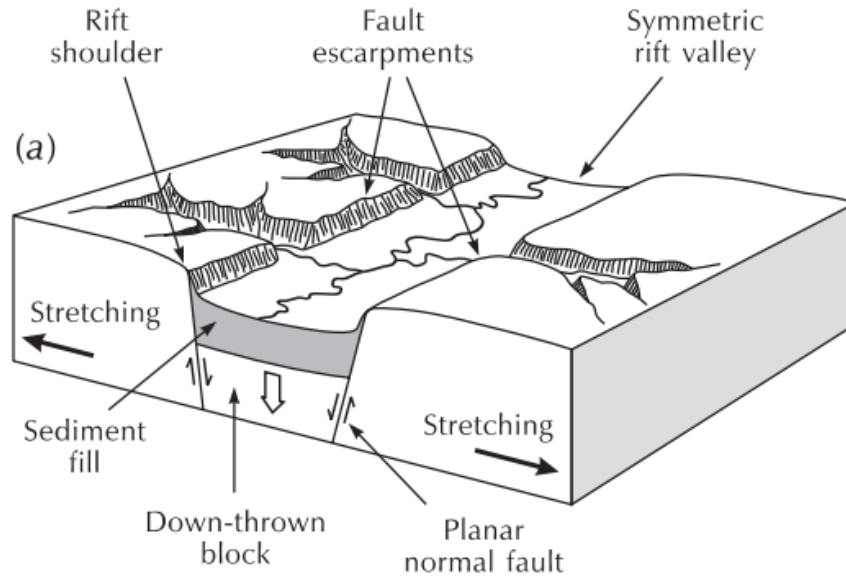
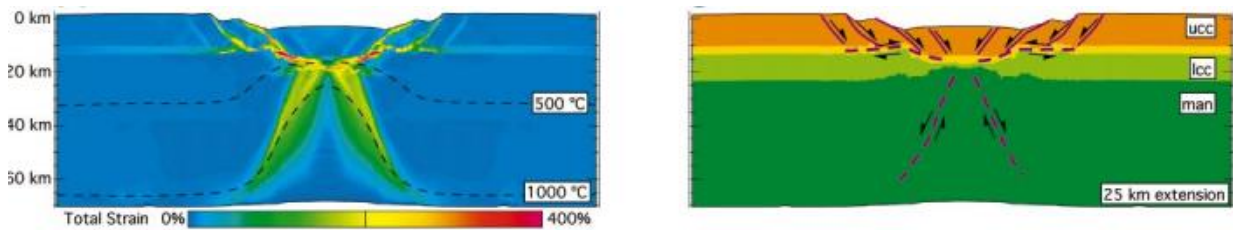
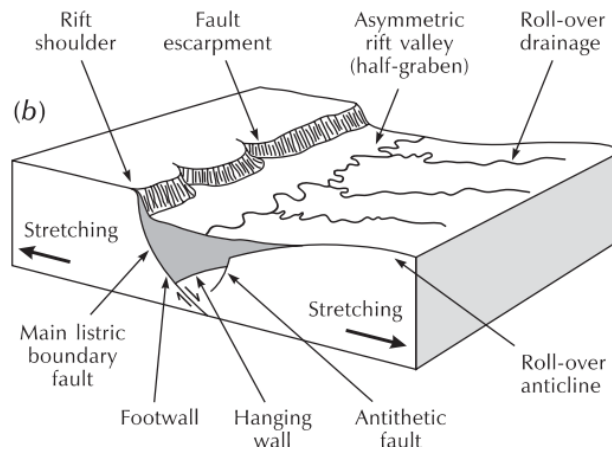


Figura 4.32 Modelo propuesto por Nagel & Buck [46], para valle de extensión.



Otra geoforma característica de un ambiente estructural de extensión son las fallas fronterizas débiles de la corteza, conocidas como graben, las cuales son una depresión de la corteza terrestre limitada por fallas normales, las cuales se generan por la extensión de la placa tectónica, no necesariamente de los dos lados, sino en lo general sólo de uno. El esquema general de cómo las fuerzas de extensión actúan en este escenario se presenta en la Figura 4.33.

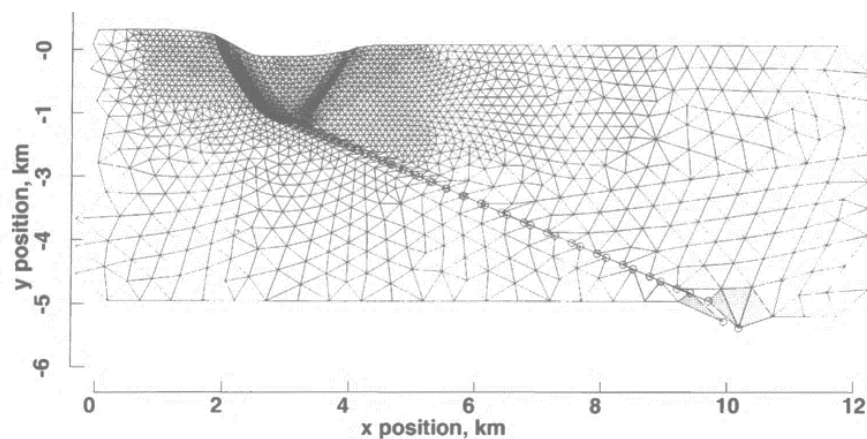
Figura 4.33 Esquema de procesos de carga en un Graben. Tomado de Huggett [30]



Una forma de realizar la modelación de este escenario es incorporar una falla en la corteza predefinida para tener control de los esfuerzos y deformaciones y de esta forma garantizar que reflejen las observaciones en campo. La falla controla la deformación de la corteza superior y controla la distribución de esfuerzos y zonas de falla posteriores. Van Wees et al [64] estudian la deformación de la corteza de la zona de ruptura del Lago Tanganyika en Africa, a través de una modelación en elementos finitos considerando la falla predefinida, conociendo la zona de ruptura.

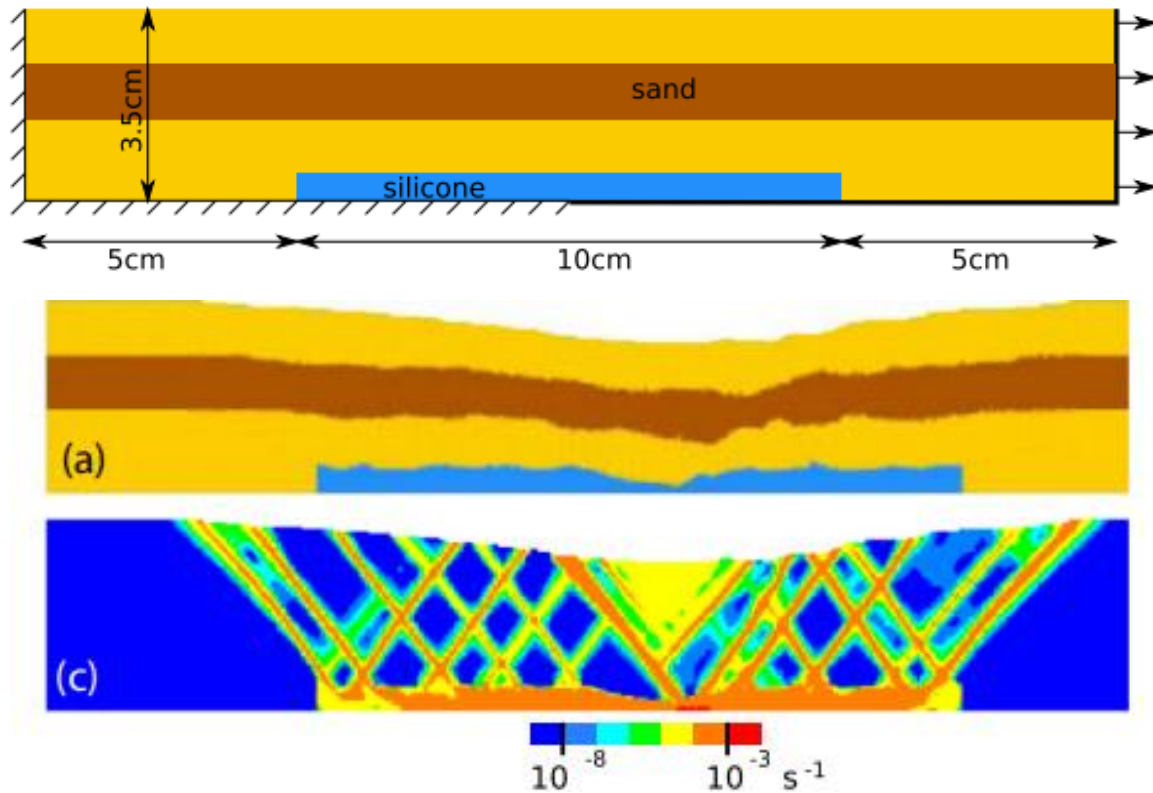
Los resultados de su modelo planteado se observan en la Figura 4.34, donde el desplazamiento de la cuña de falla genera el hundimiento de la corteza dando como resultado dos escarpes marcados de falla.

Figura 4.34 resultados de deformación del modelo de extensión propuesto por J. D. Van Wees et al [64].



Buiter et al [8] realizan la modelación de un proceso de extensión tectónica por medio de 8 programas de modelación numérica diferentes para comprar los resultados de estos junto con los resultados de los modelos análogos correspondientes. Estos modelos en particular presentan un material viscoso en su superficie para representar la superficie de deslizamiento o falla de desprendimiento basal. Esta misma hipótesis de modelación, de considerar un material viscoso en el centro del modelo, para concentrar los esfuerzos de tensión y representar esta zona de deslizamiento, lo emplea Thieulot [61] en sus modelaciones numéricas de este escenario. En la Figura 4.35 se presentan los resultados obtenidos.

Figura 4.35 Resultados de deformación y tasas de deformación cortante de las modelaciones realizadas por Thieulot [61].



4.3.2. Modelo tectónico- extensión

4.3.2.1. Valle de extensión

Se realiza la modelación de un escenario de extensión tectónica de un valle de extensión, en el cual los esfuerzos debido al tectonismo son principalmente de tensión. Para este modelo se tomaron como base principalmente las investigaciones realizadas por Buitter [8] y Nagel & Buck [46]. Las dimensiones del modelo elaborado se definieron considerando un espesor de corteza de 2.5 km y un largo de 10 km.

El perfil estratigráfico se planteó considerando el modelo esquemático de un proceso de extensión propuesto por Sclater [56], complementado por un perfil planteado por Henk & Nemcok [27], que modela un escenario de extensión tipo Graben. Esto es con el fin de utilizar el mismo perfil estratigráfico para los dos escenarios de extensión propuestos en esta tesis, y así poder tener un margen de comparación entre ellos. El perfil estratigráfico utilizado se presenta en la Tabla 4.4.

Rey et al [52] consideran que, al extenderse la corteza, se genera una zona de falla en la parte central, la cual se va hundiendo, generando escarpes característicos a fallas normales. El hundimiento de esta cuña es modelado considerando un material de contacto de propiedades viscosas, tanto para las modelaciones numéricas como para las análogas, donde se utilizan materiales como la silicona. Se concluye que es importante la modelación de este estrato en la base y centro del modelo para concentrar las deformaciones en el centro del modelo y generar la correcta modelación de un valle de extensión.

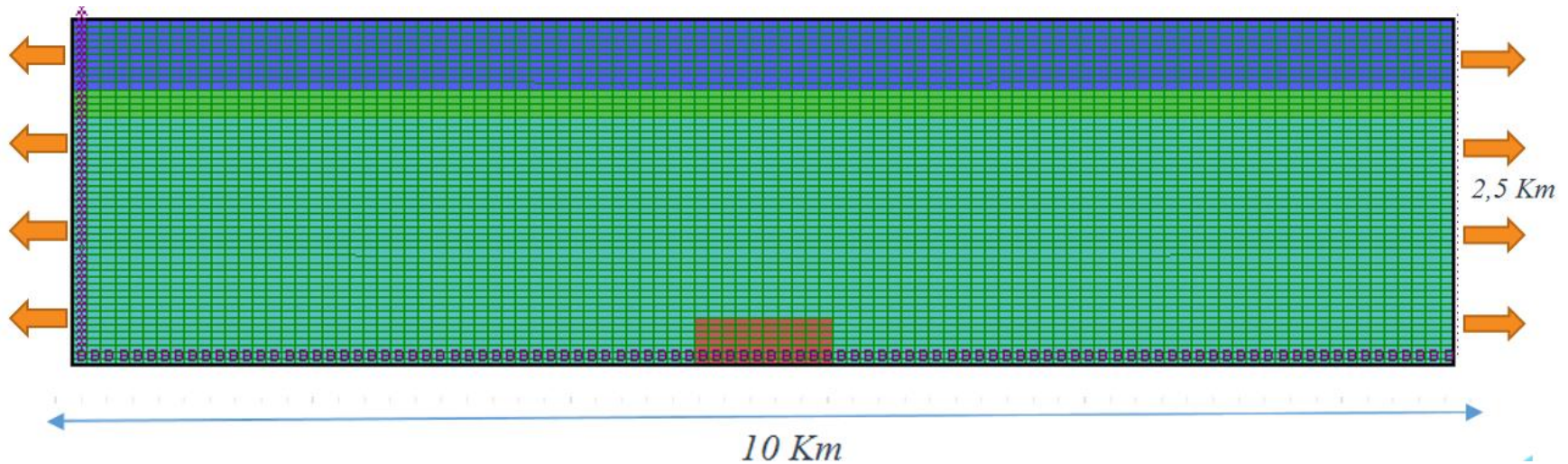
Las condiciones de frontera para un análisis inicial de deformaciones elásticas, restringe el desplazamiento de los bordes laterales en la dirección x y en la base del modelo en la dirección xy . Posteriormente se aplica el desplazamiento en ambos bordes del modelo para tener simetría de deformaciones. El incremento de desplazamiento se realiza a una tasa de 0.00001 m por paso, y se permite un desplazamiento hasta de 240 m en cada lado.

Se considera un modelo constitutivo tipo Strain/softening, considerando una reducción del ángulo de fricción interna y de la cohesión dependiendo a la condición de esfuerzos. La resistencia a la tensión no varía con respecto a las deformaciones. Los parámetros de resistencia geomecánica se presentan en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4 Columna estratigráfica Modelo Valle de Extensión.

ID	ESPESOR (m)	FORMACIÓN	BULK (Pa)	SHEAR (PA)	ÁNGULO DE FRICCIÓN (°)	COHESIÓN (Pa)	TENSIÓN (Pa)	PESO UNITARIO (Kg/m3)
Lm	500	Limolita	5.37E10	3.1E10	27	2.68E7	1.58E+06	2720
Ar	200	Arenisca	2.55E10	6.63E9	28	2.7E7	1.17E+07	2180
Gr	1800	Granito	3.67E10	2.99E10	50	2.7E7	1.17E+07	2640
Sh	350	Shale	3.67E10	2.99E10	10	0	1.17E+07	2640

Figura 4.36 Condiciones de Frontera Modelo Valle de Extensión. Elaboración propia.

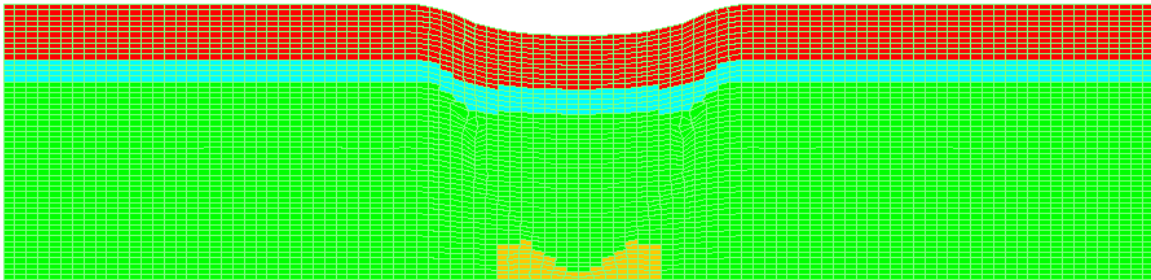


Resultados

Los resultados son analizados en dos fases. La primera se realiza en el presente capítulo, donde se analizan para la placa tectónica en general los esfuerzos principales mayores (σ_1) y menores (σ_3); los esfuerzos desviadores ($\sigma_1 - \sigma_3$), los esfuerzos cortantes (σ_{xy}), el tensor de esfuerzos, el máximo incremento del esfuerzo cortante, la relación entre el esfuerzo cortante y el esfuerzo cortante máximo, el desplazamiento de los elementos, el incremento de la deformación volumétrica y las zonas de plasticidad.

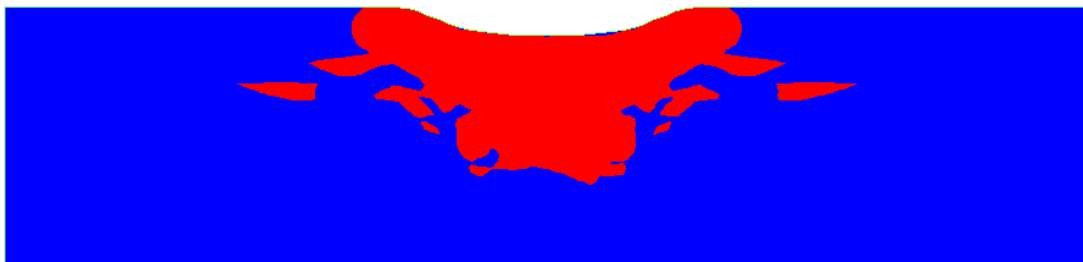
La deformación obtenida al finalizar la modelación se observa en la Figura 4.37. En esta figura se observa como las zonas de falla normales generan el plegamiento de los estratos. En la base del modelo se observa como el material de poca resistencia geomecánica se extiende con facilidad generando el hundimiento superficial.

Figura 4.37 Malla deformada después de 237 m de deformación en ambos costados.



Las Figura 4.39 y Figura 4.40 muestran la magnitud, distribución y dirección de los esfuerzos principales, cortantes y desviadores en el modelo. La condición de esfuerzos se puede resumir en la Figura 4.38 en la cual se observan las zonas donde los esfuerzos de tensión son predominantes, principalmente en las zonas de ladera.

Figura 4.38 Zonas de compresión [Azul] y tensión [Rojo]



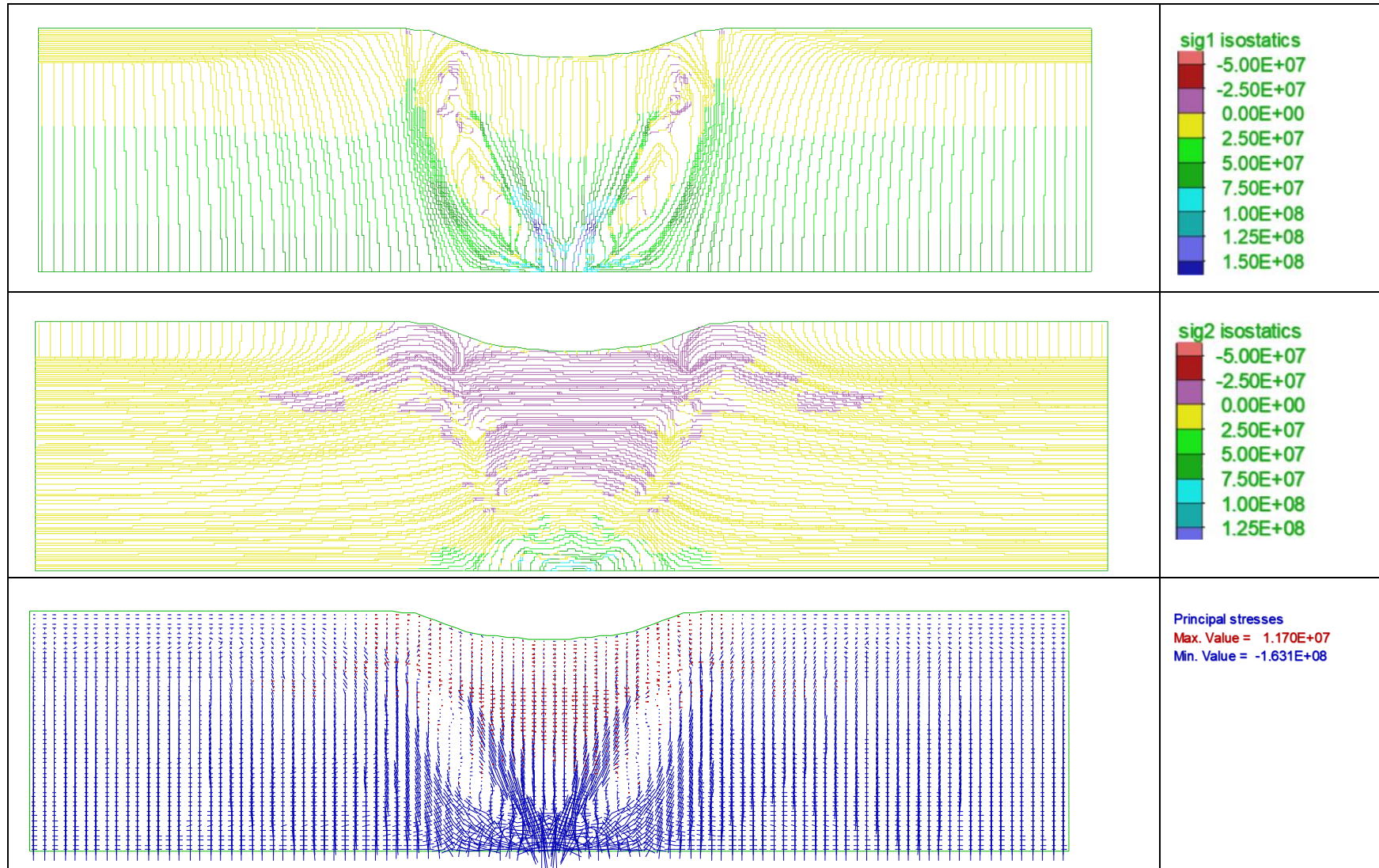


Figura 4.39 Modelo Escenario: Extensión falla normal. A) Distribución del esfuerzo principal mayor. B) Distribución del esfuerzo principal menor. C) Tensor de esfuerzos.

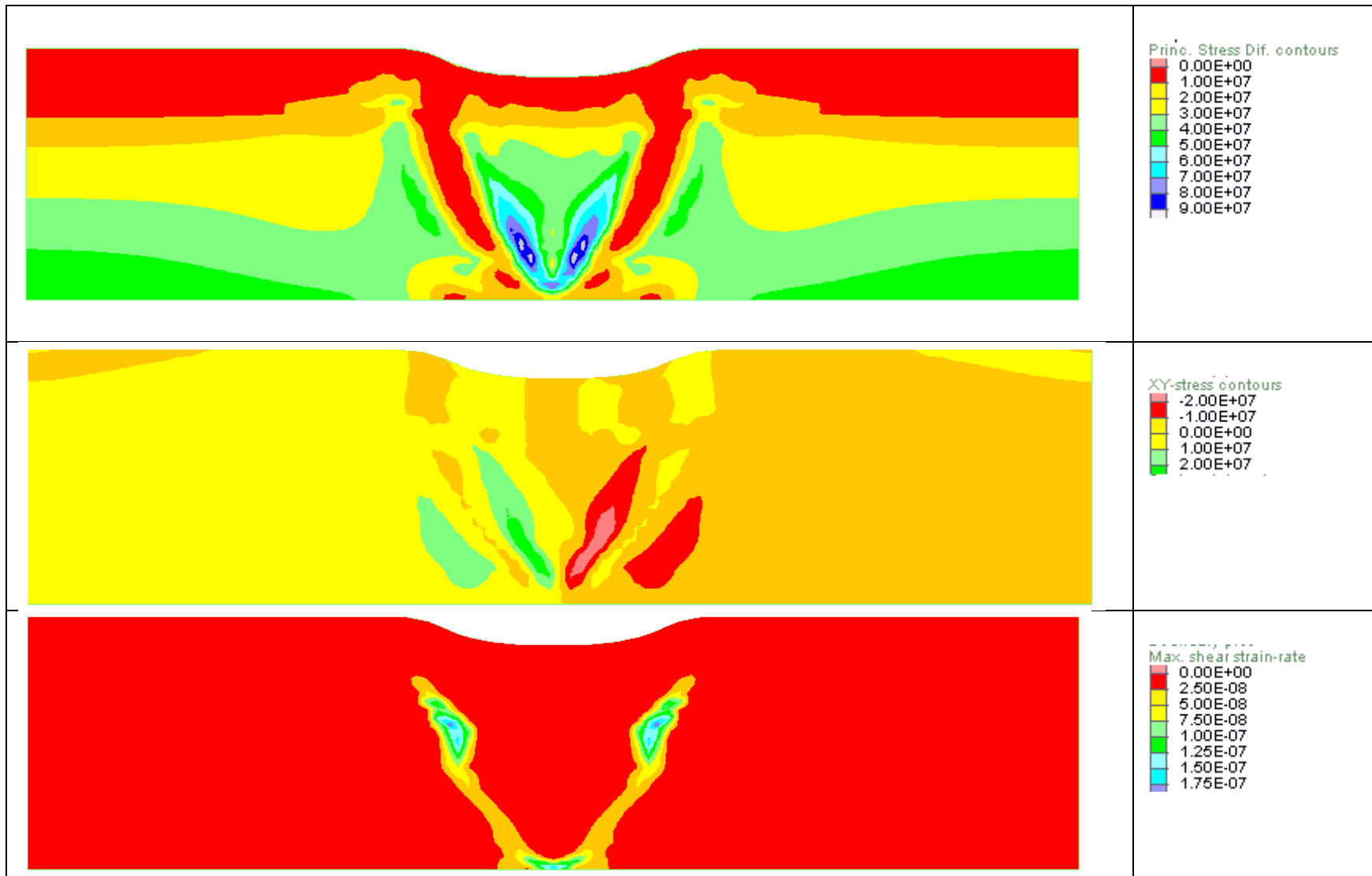


Figura 4.40 Escenario: Extensión falla normal. A) Esfuerzo desviador. B) Esfuerzo cortante. C) Máxima tasa de deformación cortante.

4.3.2.2. Extensión con restricción, Half-Graben

Se realiza la modelación de un escenario de extensión tectónica de una placa con restricción, representando una zona de Graben, en el cual los esfuerzos debido al tectonismo son principalmente de tensión, y ocurren en un borde del modelo únicamente, a diferencia del modelo anterior. Para este modelo se tomó como base principalmente las investigaciones realizadas por Van Wees et al [64] y Henk & Nemcok [27]. Las dimensiones del modelo elaborado se definieron considerando un espesor de corteza de 2.5 km y un largo de 10 km,

Para este modelo se trabaja el mismo perfil estratigráfico que se planteó en el escenario anterior de valle de extensión, considerando los perfiles propuestos por Sclater [56] y Henk & Nemcok [27], que modela un escenario de extensión tipo Graben. El perfil estratigráfico utilizado se presenta en la Tabla 4.5.

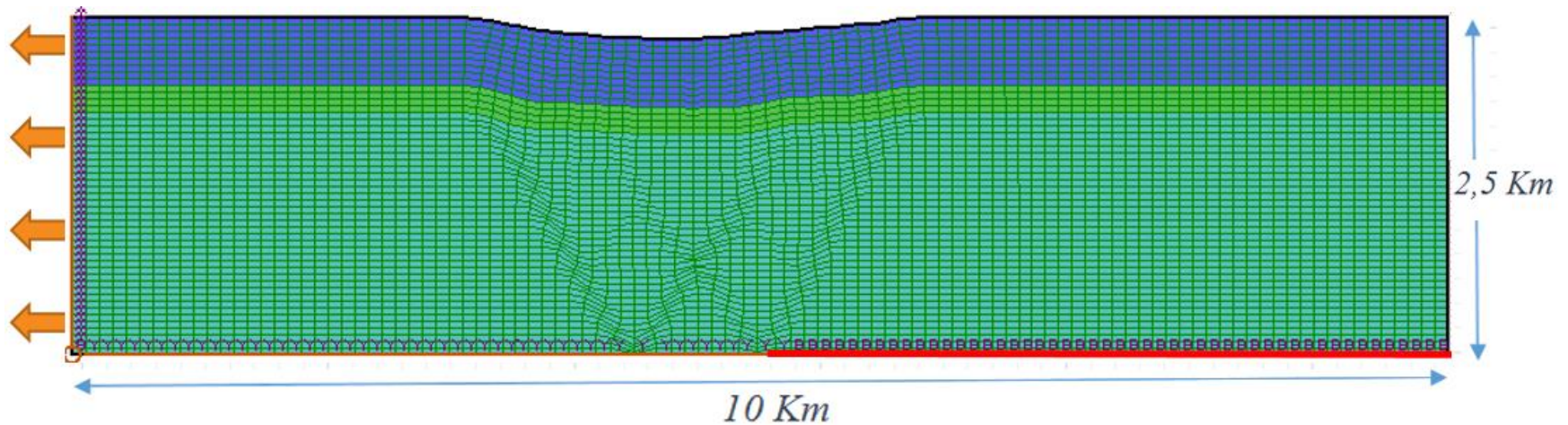
Las condiciones de frontera para un análisis inicial de deformaciones elásticas, restringe el desplazamiento de los bordes laterales en la dirección x y en la base del modelo en la dirección xy . Posteriormente se aplica el desplazamiento en el borde izquierdo del modelo con incremento de desplazamiento a una tasa de 0.00002 m por paso, y se permite un desplazamiento hasta de 700 m en cada lado. En la Figura 4.41 se presentan las condiciones de frontera del modelo.

Se considera un modelo constitutivo tipo Strain/softening, considerando una reducción del ángulo de fricción interna y de la cohesión dependiendo a la condición de esfuerzos. La resistencia a la tensión no varía con respecto a las deformaciones. Los parámetros de resistencia geomecánica se presentan en la Tabla 4.5.

Tabla 4.5 Columna estratigráfica Modelo Extensión-Graben.

ID	ESPESOR (m)	FORMACIÓN	BULK (Pa)	SHEAR (PA)	ÁNGULO DE FRICCIÓN (°)	COHESIÓN (Pa)	TENSIÓN (PA)	PESO UNITARIO (Kg/m3)
Lm	500	Limolita	5.37E10	3.1E10	27	2.68E7	1.58E+06	2720
Ar	200	Arenisca	2.55E10	6.63E9	28	2.7E7	1.17E+07	2180
Gr	1800	Granito	3.67E10	2.99E10	50	2.7E7	1.17E+07	2640

Figura 4.41 Condiciones de Frontera Modelo Extensión Half-Graben. Elaboración propia

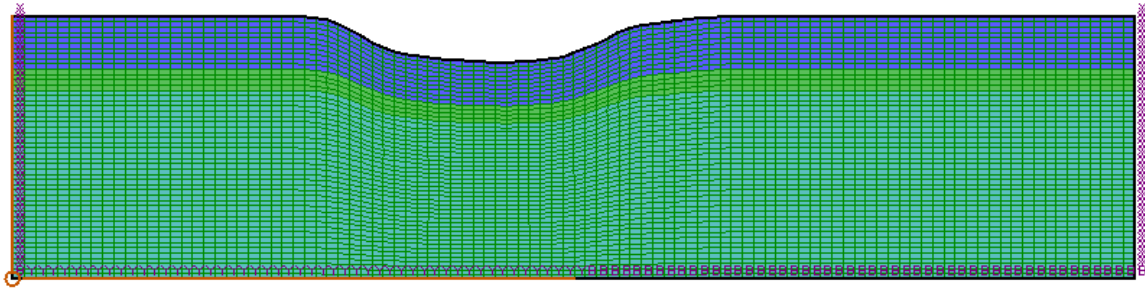


Resultados

Los resultados son analizados en dos fases. La primera se realiza en el presente capítulo, donde se analizan para la placa tectónica en general los esfuerzos principales mayores (σ_1) y menores (σ_3); los esfuerzos desviadores ($\sigma_1 - \sigma_3$), los esfuerzos cortantes (σ_{xy}), el tensor de esfuerzos, el máximo incremento del esfuerzo cortante, la relación entre el esfuerzo cortante y el esfuerzo cortante máximo, el desplazamiento de los elementos, el incremento de la deformación volumétrica y las zonas de plasticidad.

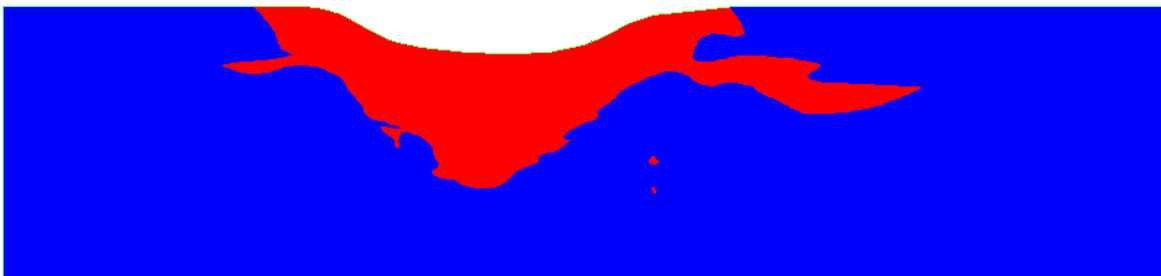
La deformación obtenida al finalizar la modelación se observa en la Figura 4.42 Se observan laderas de fuertes pendientes en las zonas de hundimiento, el cual no es simétrico, pero es bastante aproximado a los resultados de la modelación de Van Wees et al [64].

Figura 4.42 Malla deformada después de 700 m de deformación.



La Figura 4.44 y la Figura 4.60 muestran la magnitud, distribución y dirección de los esfuerzos principales, cortantes y desviadores en el modelo. La condición de esfuerzos se puede resumir en la Figura 4.55 donde se observan las zonas donde los esfuerzos de tensión son predominantes, principalmente en la zona de la ladera.

Figura 4.43 Zonas de compresión [Azul] y tensión [Rojo]



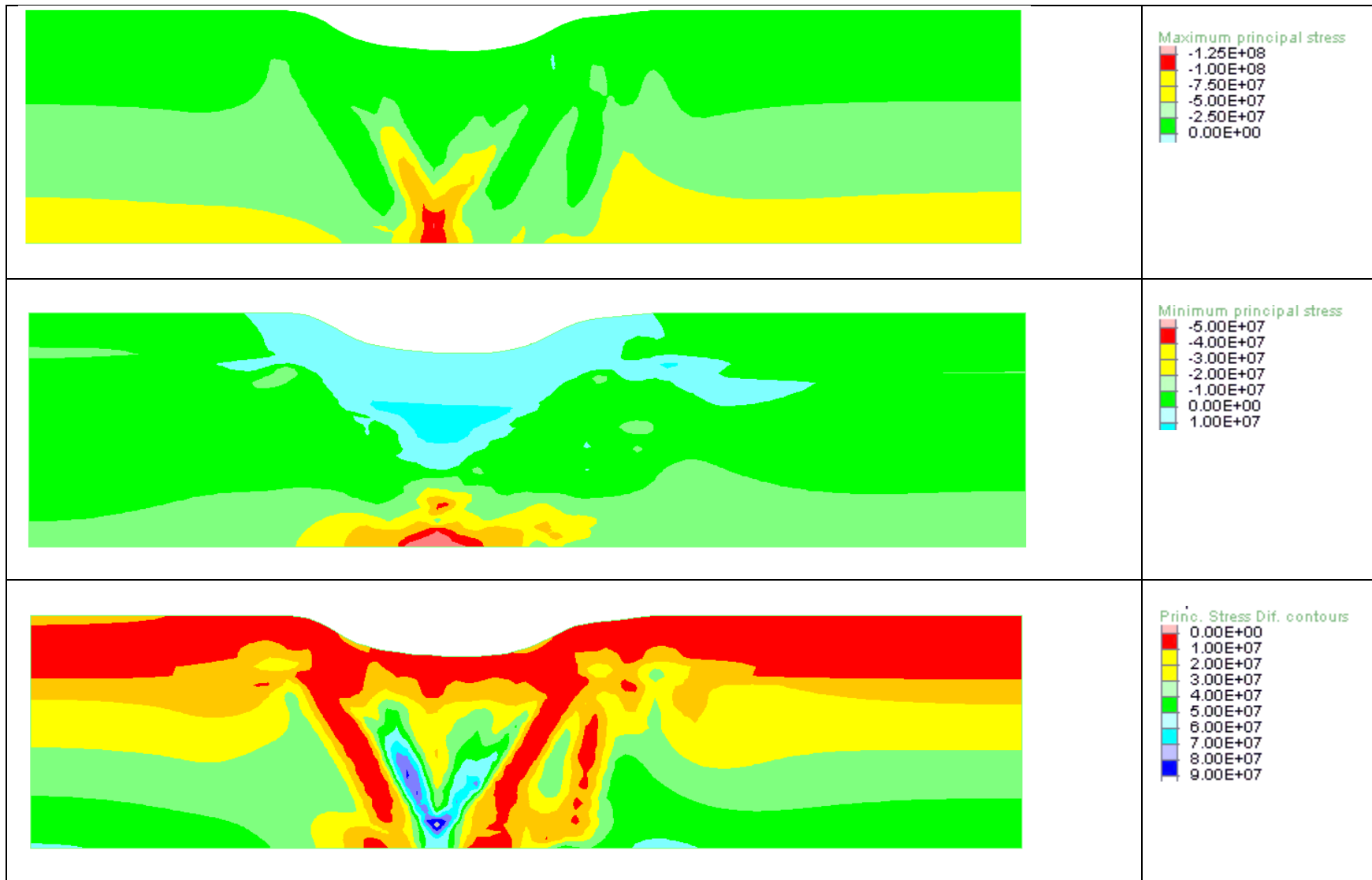


Figura 4.44 Modelo Escenario: Extensión falla normal. A) Distribución del esfuerzo principal mayor. B) Distribución del esfuerzo principal menor. C) Distribución del esfuerzo desviador.

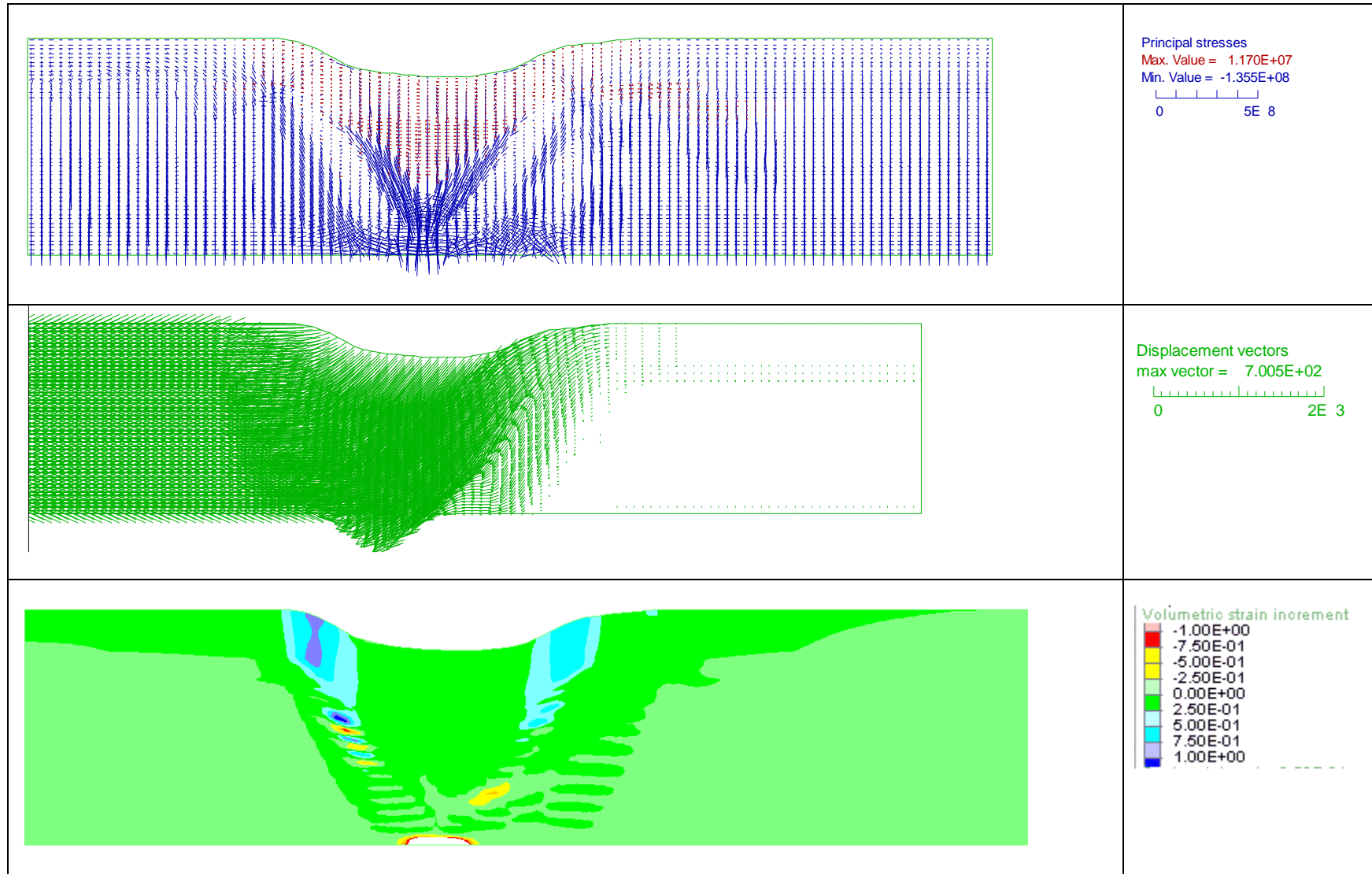


Figura 4.45 Escenario: Extensión falla normal. A) Tensor de esfuerzos principales. B) Vectores de desplazamiento. C) Distribución del incremento de la deformación volumétrica.

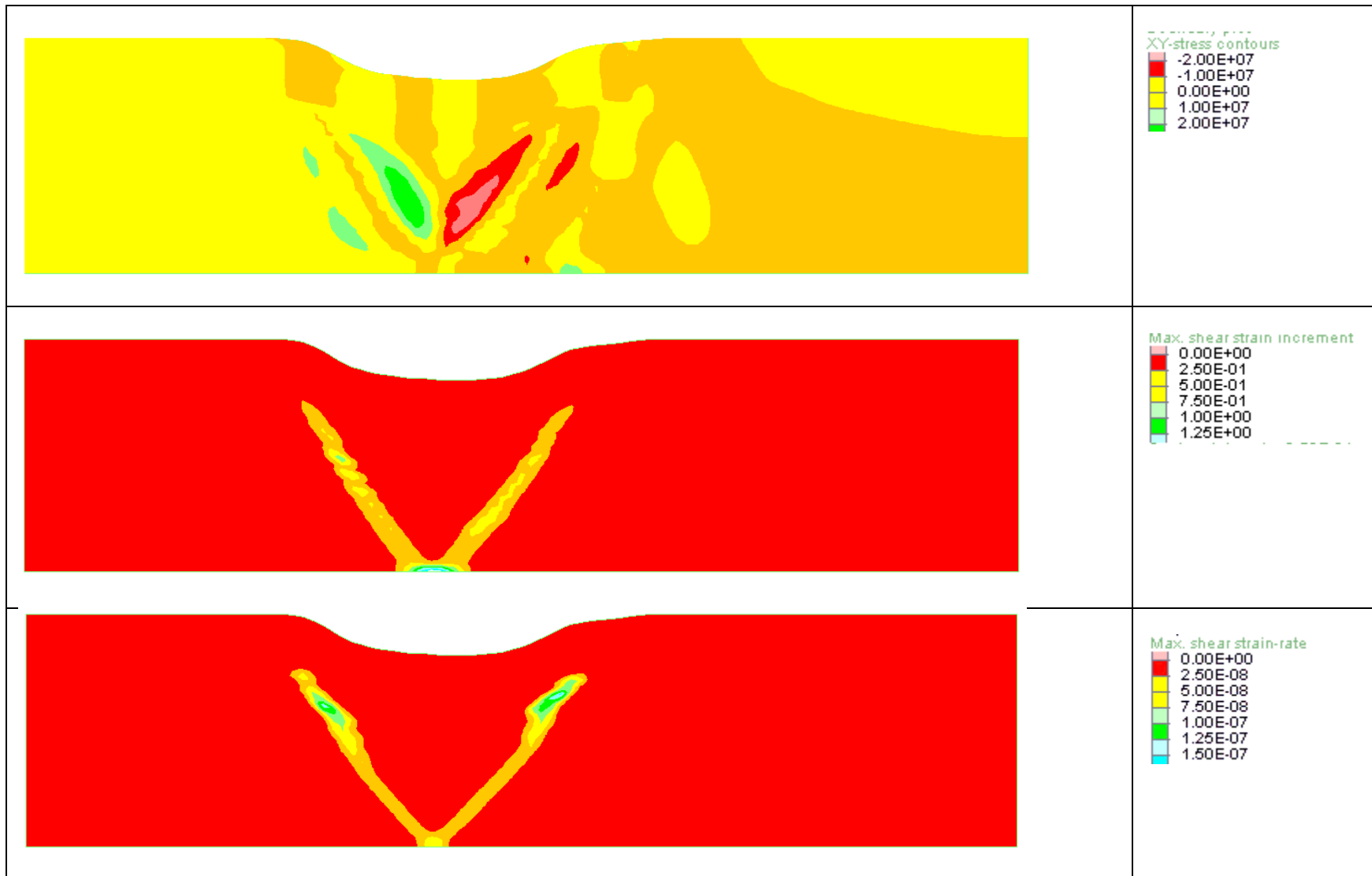


Figura 4.46 Escenario: Extensión, Falla normal. A) Distribución del esfuerzo cortante. B) Máximo incremento de la deformación cortante. C) Máxima relación de la deformación cortante.

4.4. Denudacional-erosión

Debido a eventos climáticos, la superficie de la tierra es sometida a diferentes procesos de alteración, estos sumados a la acción de la gravedad, producen el desprendimiento del material en procesos conocido como erosión. Como estos procesos de erosión son constantes en el tiempo, la morfometría del relieve es altamente influenciada por estos, y es el resultado de una acumulación de eventos erosionales hasta el día de hoy. Los ambientes donde las geoformas resultantes son el resultado de la acción intensa de estos procesos de erosión se denominan ambientes denudacionales.

Los procesos erosivos pueden actuar en diferentes intensidades dependiendo las condiciones climáticas de la cuenca; pudiéndose encontrar los siguientes tres tipos de erosión: laminar, surcos y cárcavas; la acumulación de estos procesos erosivos durante la edad geológica de la ladera se ve reflejada en la alta alteración del relieve hasta llegar a su geoforma actual. Por ejemplo, la erosión empieza a generar patrones de drenaje de de bajas a altas profundidades, posteriormente dando origen a las quebradas y posteriormente a los ríos, conduciendo a una geoforma característica de ambientes denudacionales como la que se observa en la Figura 4.47.

Fomentando la escala temporal, la constante erosión de las cuencas puede llegar a erosionar gran volumen de material, no solo dejándose de presentar patrones de drenaje como los mencionados anteriormente, sino llegando a suavizar el relieve hasta alcanzar topografías inclusive planas. Esto se evidencia en zonas donde los procesos erosivos son de alta intensidad, y el levantamiento generado por el empuje tectónico no se presenta a altas velocidades en comparación con las tasas de erosión de las zonas. Estos ambientes se caracterizan porque la estratigrafía y los plegamientos no son continuos como se puede observar en la Figura 4.48.

Se plantea así la construcción de un modelo simultáneo entre un empuje tectónico con procesos erosivos del material superficial considerando la tasa de degradación de éste debido a los procesos climáticos. Se tiene en cuenta el transporte del material erosionado y su sedimentación en la base de la ladera; así se consideran los esfuerzos de compresión tectónicos, los esfuerzos de descarga del material erosionado y los esfuerzos de carga del material depositado.

Figura 4.47 Red de erosión de laderas en la costa de Oregon A) Altimetría B) Fotografía aérea. Tomado de Heimsath et al [26].

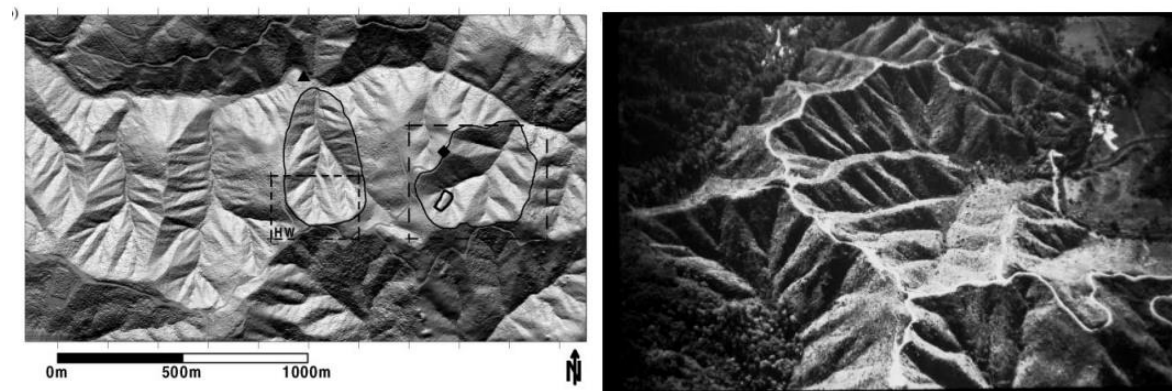
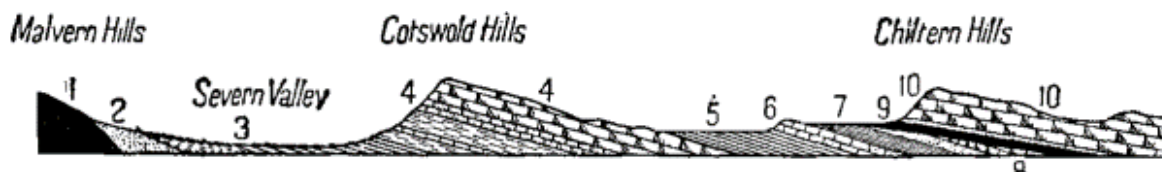


Figura 4.48 Ejemplos de ambientes denudacionales por erosión intensa. Tomado de Holmes [28].



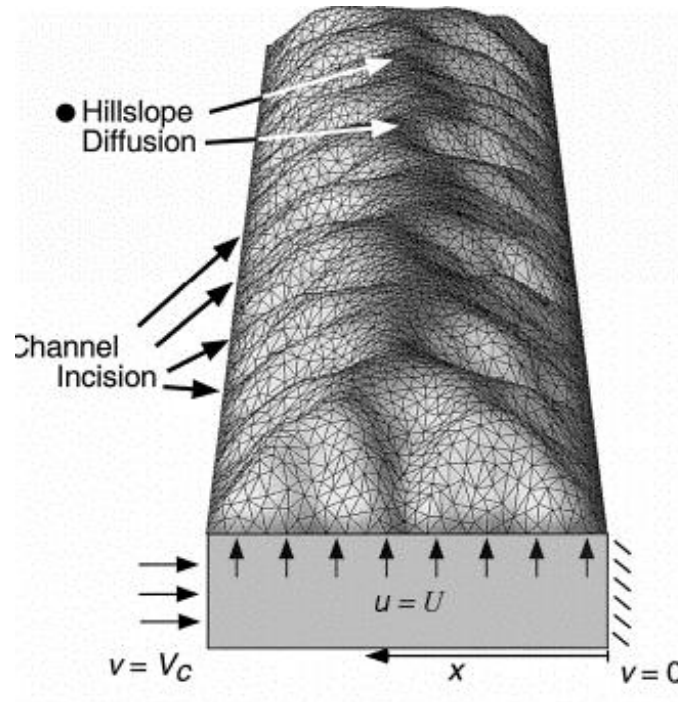
4.4.1. Modelaciones previas

Para el planteamiento del modelo se realizaron las investigaciones donde se proponían modelos de desarrollo del relieve considerando los procesos erosivos; se han realizado desde diferentes formas de considerar la descarga del material erosionado, y desde diferentes escalas de análisis, al igual que para el ambiente de formación tectónica, se han propuesto modelos análogos experimentales. La mayor hipótesis de las investigaciones es la manera en que se define la tasa de erosión con respecto al tiempo, la cual la relacionan, ya sea con los periodos de lluvia o con las tasas del levantamiento topográfico producto de la orogénesis.

Para considerar la erosión en una cuenca, la mayoría de las investigaciones modelan simultáneamente el empuje tectónico con la degradación del material (Ruh et al [55], Willet et al [70], García [22]), encontrando un equilibrio geomorfológico como el planteado por Davis; a partir de ecuaciones que correlacionan la deformación espacial de la superficie, con respecto a una tasa de meteorización del material, desarrollan modelos de elementos finitos en tres dimensiones, donde tienen resultados de zonas de incisión que representan

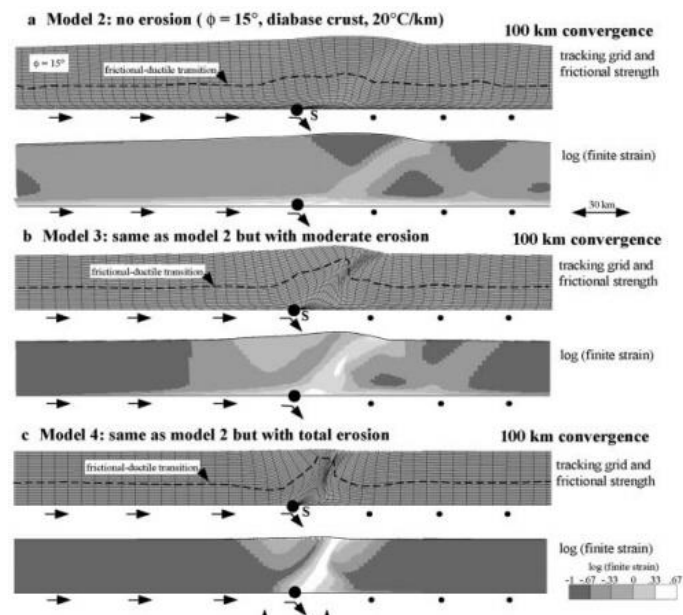
las redes de drenaje; modelos más complejos incluyen ecuaciones que relacionan el levantamiento topográfico debido al empuje tectónico y, en casos muy particulares, ecuaciones de transporte del material. Willet et al [70] plantean un modelo que considera el empuje tectónico y la erosión, obteniendo deformaciones de la superficie que claramente representan similitud a cadenas montañosas reales como se observa en la Figura 4.59.

Figura 4.49 Modelo de empuje tectónico y tasa de erosión elaborado por Willet et al [70].



Ellis [18] plantea un modelo en dos dimensiones enfocado en analizar la deformación por el empuje tectónico; a diferencia del estudiado en el capítulo anterior, este considera la influencia de la erosión en la zona superficial del modelo, analizando las diferencias entre diferentes grados de erosión: baja, moderada y alta. Particularmente, la erosión alta logra suavizar el relieve hasta casi ser plano. En la Figura 4.52, se observa gráficamente los resultados obtenidos en sus modelaciones.

Figura 4.50 Modelo de empuje tectónico con erosión elaborado por Ellis [18].



Varios autores representan tasas de erosión en gran magnitud mediante la aplicación del relieve después de que se genera el levantamiento por procesos tectónicos, algunos utilizando una tasa de erosión (Ruh et al [55], Willet et al [70]) y otros quitando el material por encima de una línea recta con inclinación definida (Konstantinovskaya [68], Hoth [29], Ellis [18]), ya sea horizontal o con la pendiente promedio en la ladera. La descarga del material erosionado la realizan cuando el modelo se va levantando por los esfuerzos de compresión y, definida la pendiente de la línea de erosión, van suavizando el relieve. Un ejemplo de esta pendiente son las modelaciones realizadas por Konstantinovskaya [68], donde a pesar de que se genere el levantamiento topográfico, el plegamiento y cabalgamiento de los estratos, al alcanzar la pendiente que denomina pendiente de exhumación, el material es erosionado y siempre conserva la misma topografía.

Willet [69] realiza una modelación en dos dimensiones con un enfoque tectónico considerando la erosión del material superficial; el propósito de su investigación es comparar el mismo modelo, considerando la erosión y no considerándola, sobreponiendo uno sobre otro. Se representa gráficamente el volumen del material que es erosionado. Variando las diferentes tasas de erosión, se pueden observar grandes volúmenes de material erodado, como se observa en la Figura 4.52.

Figura 4.51 Modelación análoga considerando un ángulo de erosión elaborado por Malavieille & Konstantinovskaya [42].

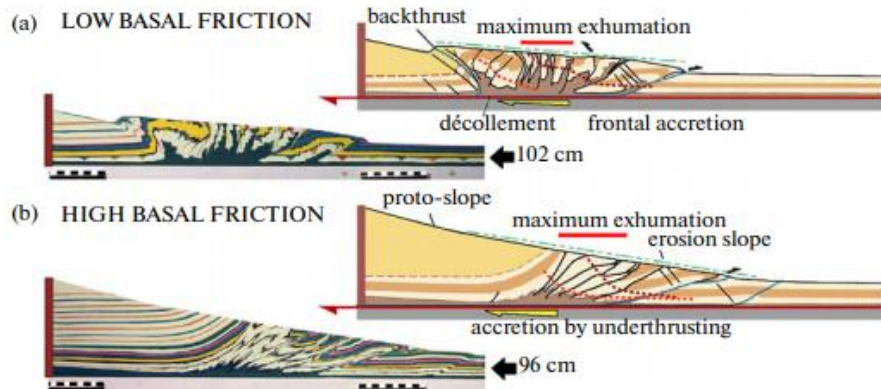
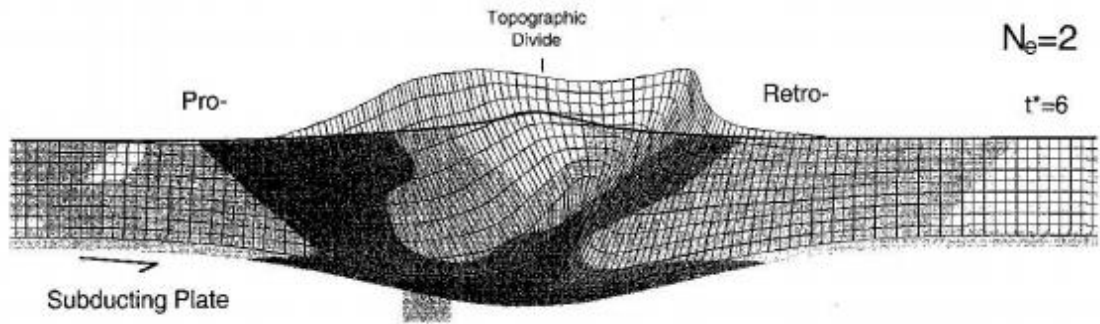


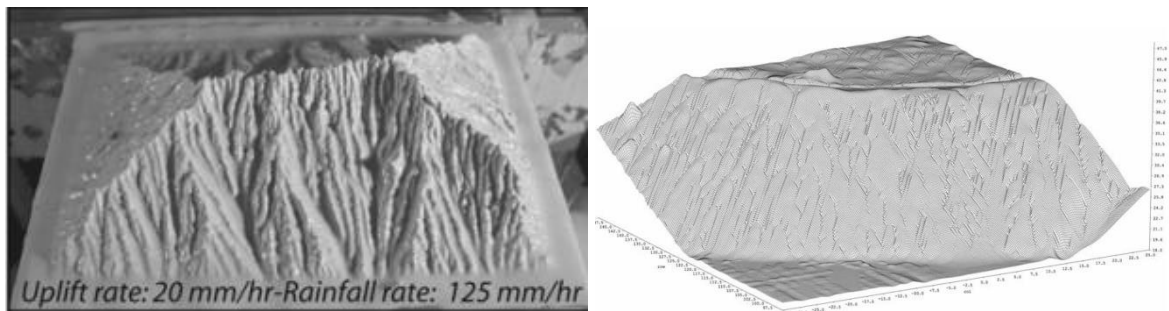
Figura 4.52 Modelo de empuje tectónico con erosión elaborado por Willet [69].



Se han realizado amplias modelaciones tanto numéricas como análogas de la erosión superficial en las laderas (Hancock et al [25], Bonnet & Crave [7]), responsable de la creación de redes de drenaje. Estas se han realizado principalmente en tres dimensiones para considerar la influencia de la concentración de flujos en la tasa de erosión.

Estas modelaciones indican que las laderas si perciben cambios importantes en su morfometría a medida que la erosión avanza con el tiempo, dando cambios importantes en la red de drenaje. Se observa que después de generarse la erosión superficial dinámica y no canalizada (laminar), se empieza a presenta una canalización del agua generando surcos de erosión, estos empiezan a formar una red de drenaje que se va profundizando hacia la parte delantera de la red y ensanchando en la parte posterior.

Figura 4.53 Modelos de erosión superficial en laderas. A) Modelo análogo elaborado por Bonnet & Crave [7]. B) Modelo numérico elaborado por Hancock et al [25] para una erosión de 3 años.



4.4.2. Modelo denudacional-erosión

Se realiza la modelación del ambiente erosional con base a la propuesta esquemática de Abbasi [1] para la zona de estudio en Oman, donde se observa, en la Figura 4.54, la geoforma y estratigrafía resultante después de los procesos erosivos. Las dimensiones del modelo elaborado se definieron considerando un espesor de corteza de 3700 m y un largo de 35 km.

Para considerar los dos procesos geomorfológicos de compresión y erosión se siguió las recomendaciones dadas en las investigaciones de Hoth [29], quien, en su modelo de erosión, propone que la acción de la erosión actúa con mayor intensidad en el presente de avance de la cuña deslizada por cabalgamiento como se observa en la Figura 4.55. El modelo es lo suficientemente largo para poder generar la acumulación del material erosionado y depositado en la base de la ladera, y para poder modelar un cabalgamiento sin que se presenten errores por las condiciones de frontera, como, por ejemplo, que el material transportado no se movilice libremente sobre la base de la ladera debido a una restricción en la parte lateral del modelo. Se siguieron los mismos criterios de modelación de los procesos tectónicos del escenario de falla de cabalgamiento, tomando como restricción el desplazamiento de la base del modelo desde su mitad

Figura 4.54 Esquema de un ambiente de formación erosional. Tomado de Abbasi [1]

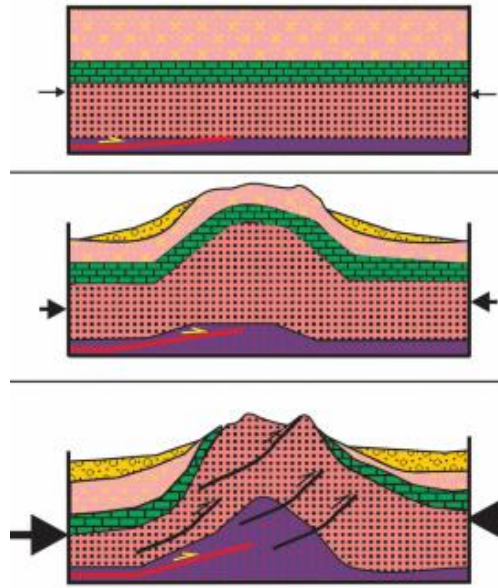
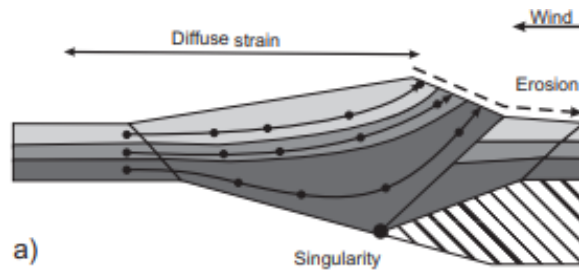


Figura 4.55 Esquema de la erosión actuante en la zona frontal del empuje tectónico. Tomado de Hoth [29].



El perfil estratigráfico se planteó considerando el modelo esquemático propuesto por Abbasi [1]. El perfil estratigráfico utilizado se presenta en la Tabla 4.6.

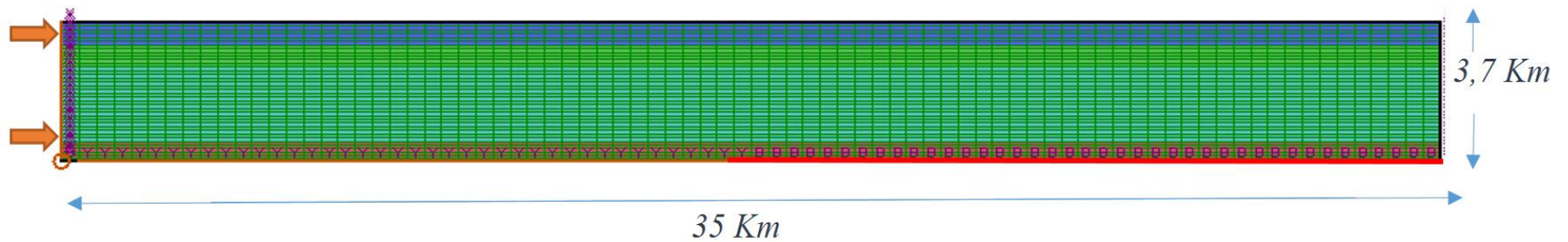
Las condiciones de frontera para un análisis inicial de deformaciones elásticas, restringe el desplazamiento de los bordes laterales en la dirección x y en la base del modelo en la dirección xy . Posteriormente se aplica el desplazamiento al borde izquierdo para generar el levantamiento por compresión tectónica. El incremento de desplazamiento se realiza a una tasa de 0.00005 m por paso, y se permite un desplazamiento hasta de 6 km.

Se considera un modelo constitutivo tipo Strain/softening, considerando una reducción del ángulo de fricción interna y de la cohesión dependiendo a la condición de esfuerzos. Los parámetros de resistencia geomecánica se presentan en la Tabla 4.6.

Tabla 4.6 Columna estratigráfica Modelo Erosión.

ID	ESPESOR (m)	FORMACIÓN	BULK (Pa)	SHEAR (PA)	ÁNGULO DE FRICCIÓN (°)	COHESIÓN (Pa)	TENSIÓN (Pa)	PESO UNITARIO (Kg/m3)
Lm	600	Limolita	5.37E10	3.1E10	27	2.68E7	1.58E+06	2720
Ar	600	Arenisca	2.55E10	6.63E9	28	2.7E7	1.17E+07	2180
Q	2000	Cuarcita	3.67E10	2.99E10	50	2.7E7	1.17E+07	2640
Sq	500	Esquisto	3.67E10	2.99E10	10	0	1.17E+07	2640

Figura 4.56 Condiciones de Frontera Modelo Valle de Extensión. Elaboración propia.

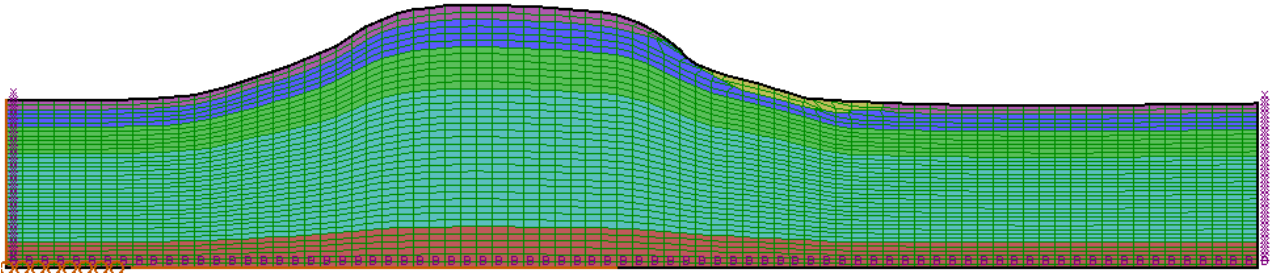


Resultados

Los resultados son analizados en dos fases. La primera se realiza en el presente capítulo, donde se analizan para la placa tectónica en general los esfuerzos principales mayores (σ_1) y menores (σ_3); los esfuerzos desviadores ($\sigma_1 - \sigma_3$), los esfuerzos cortantes (σ_{xy}), el tensor de esfuerzos, el máximo incremento del esfuerzo cortante, la relación entre el esfuerzo cortante y el esfuerzo cortante máximo, el desplazamiento de los elementos, el incremento de la deformación volumétrica y las zonas de plasticidad.

En la Figura 4.57 se observa la deformación final alcanzada para este escenario, considerando los procesos geomorfológicos tectónicos y denudacionales.

Figura 4.57 Geoforma resultante de la modelación erosional.



La erosión se modela considerando la reducción de los parámetros de resistencia del material en tres fases para los desplazamientos de 2 Km, 4 Km y 6 Km. Se redujo la cohesión en un orden de magnitud, empezando por $2.68e7$ Pa hasta llegar a $2.7e4$ Pa. En la Figura 4.60 se observa cómo se desarrolla la zona de falla con respecto a la deformación aplicada junto con el incremento de la deformación cortante en la ladera de análisis para cada cambio de cohesión. Para desplazamientos de 4 a 6 km se genera el desprendimiento y depositación del material en la base.

Alcanzados los 6000 m de desplazamiento, se deja de considerar un empuje tectónico y una tasa de reducción de la cohesión y se realiza una descarga de material acelerada, simulando un evento climático abrupto que desprenda el material superficial. Esta descarga se realiza en dos fases ambas de un espesor de erosión del orden de 50 m. En la Figura 4.61 se muestra como es el comportamiento durante este proceso, en el cual se presenta una expansión del material como lo indican los vectores de velocidad.

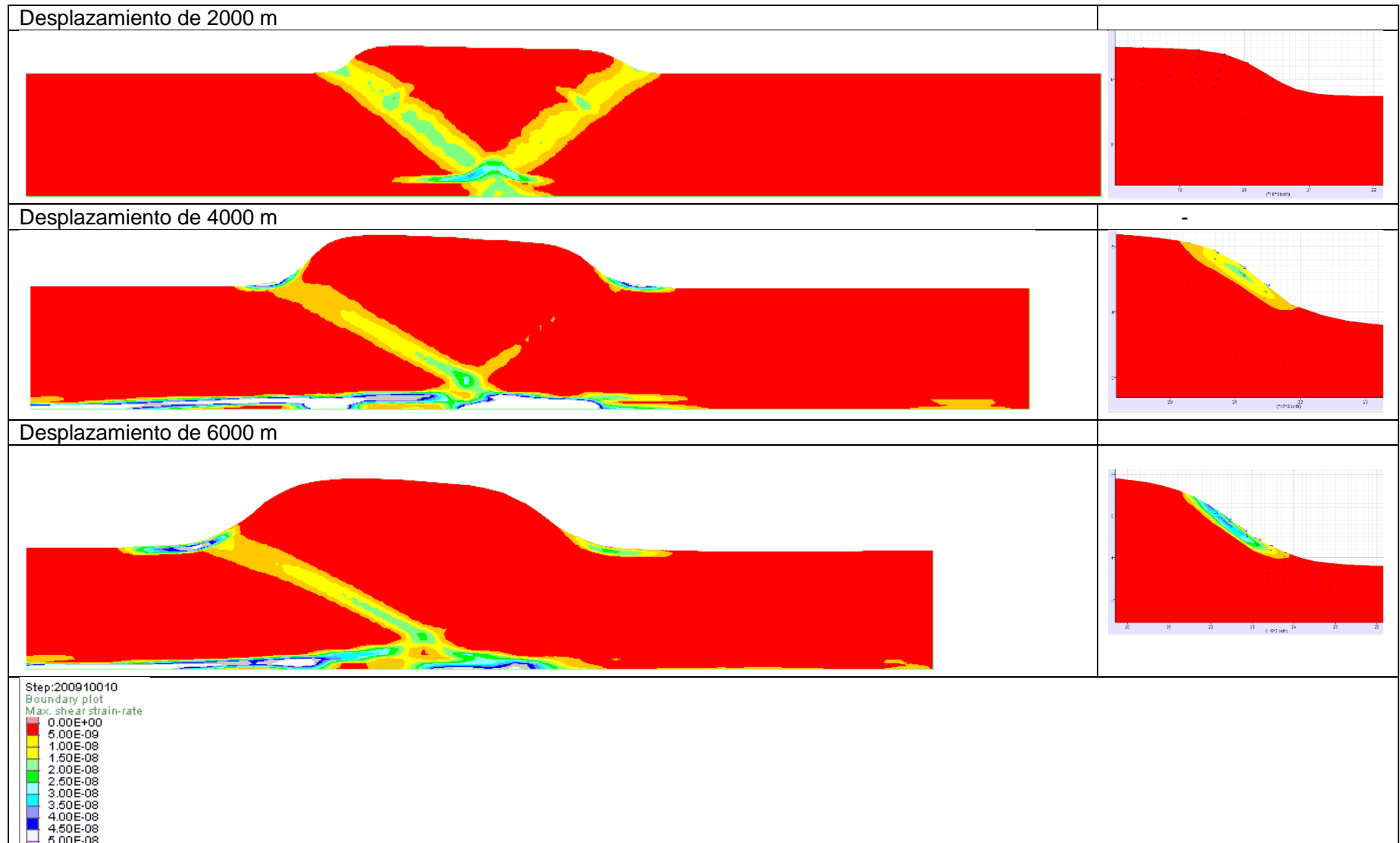


Figura 4.58 Progresión de la deformación topográfica con respecto al empuje tectónico. Para cada desplazamiento se fue reduciendo gradualmente la cohesión.

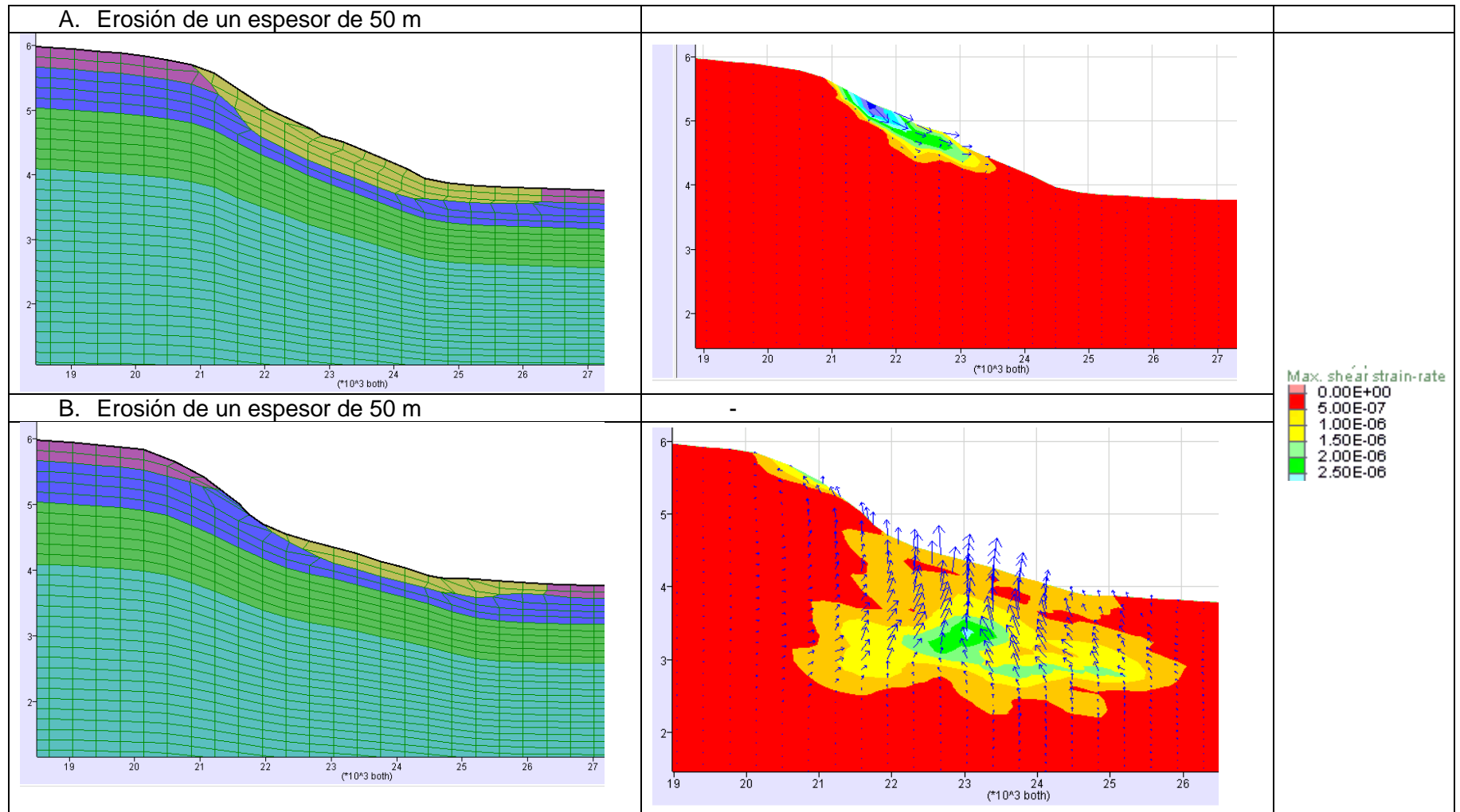


Figura 4.59 Fases de descarga del material por erosión: A. Primera fase de descarga, B. Segunda fase de descarga.

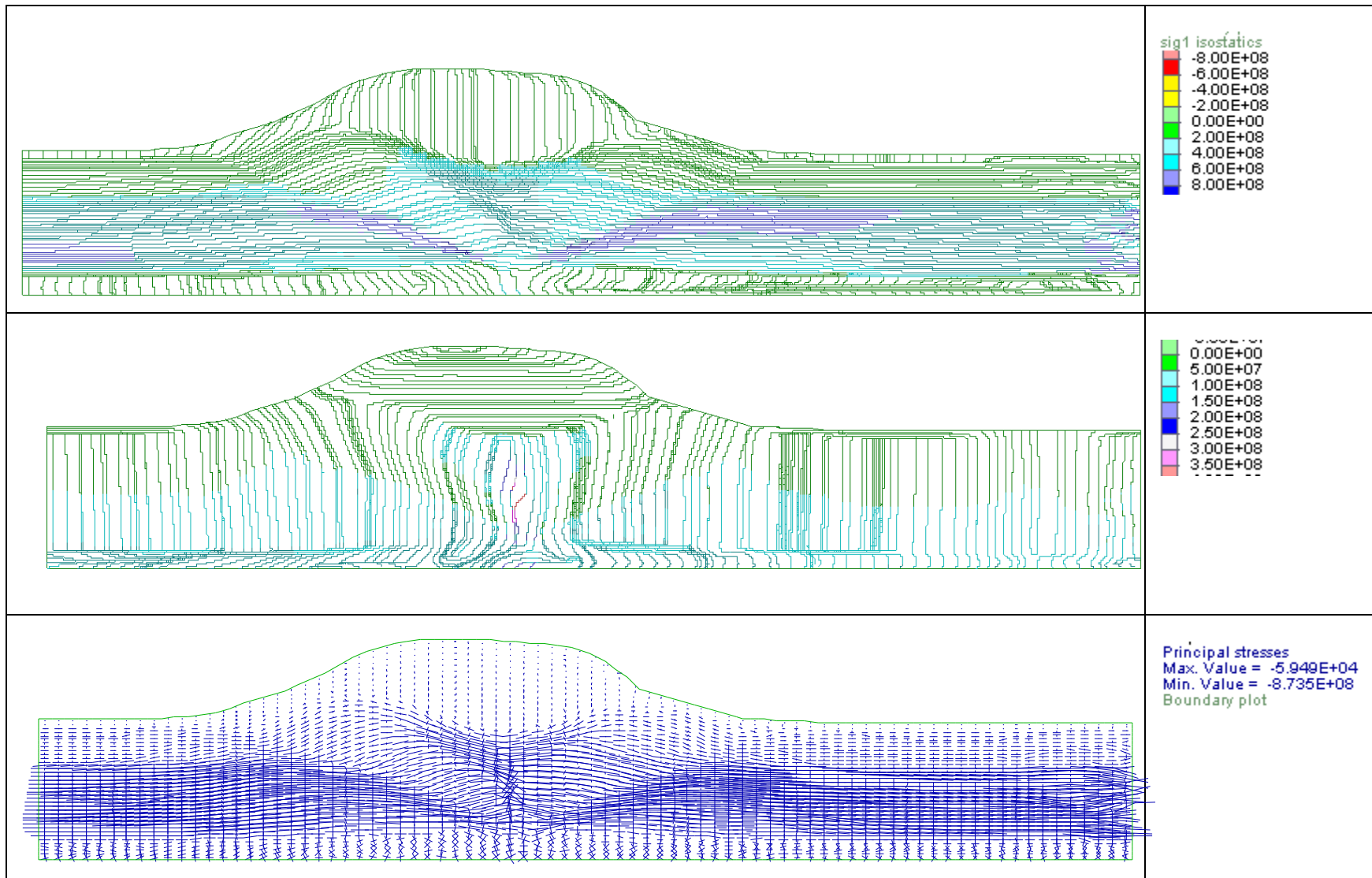


Figura 4.60 Modelo Escenario: Denudacional Erosión. A) Distribución del esfuerzo principal mayor. B) Distribución del esfuerzo principal menor. C) Distribución del esfuerzo desviador.

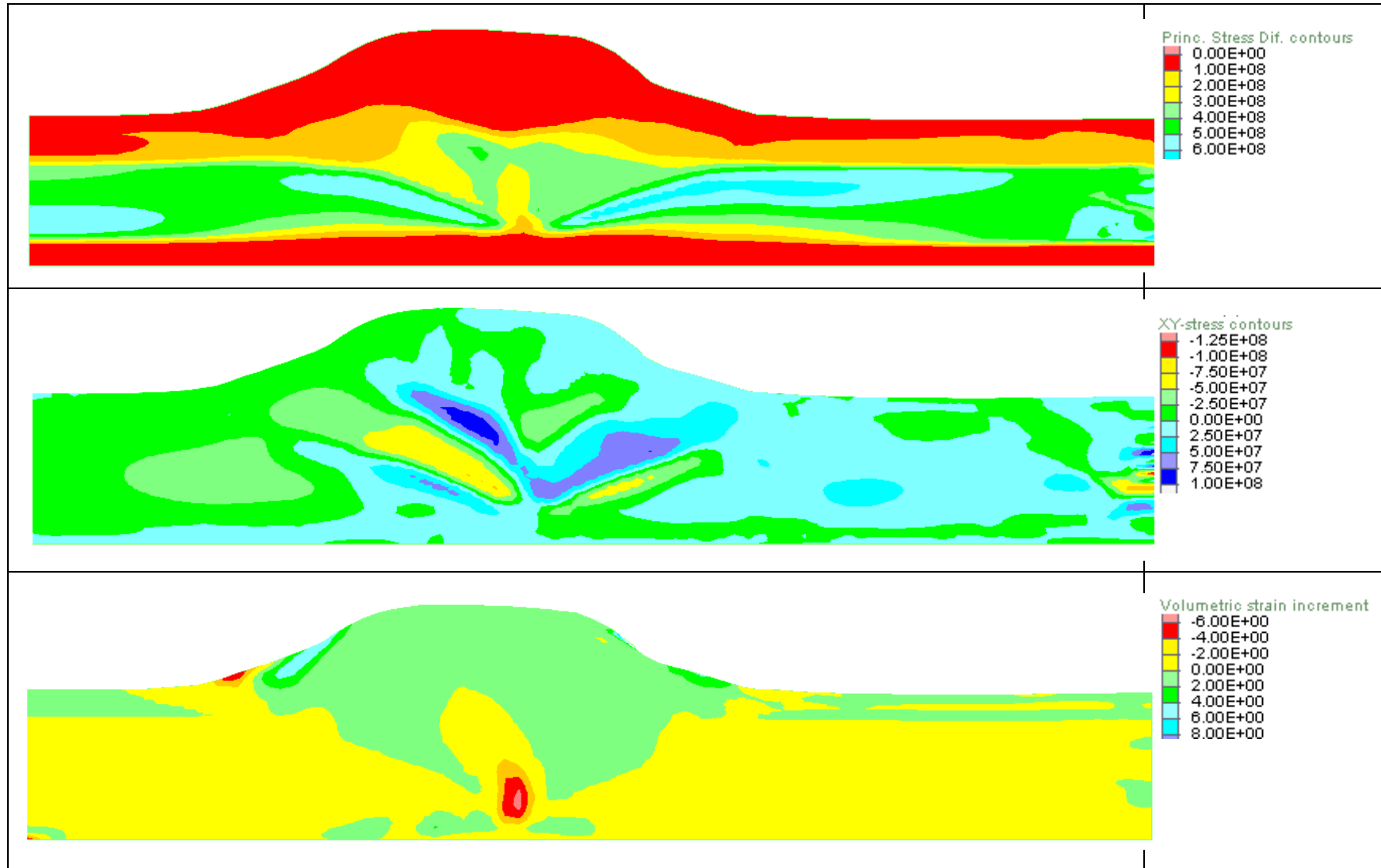


Figura 4.61 Escenario: Denudacional Erosión. A) Distribución del esfuerzo cortante. B) Máximo incremento de la deformación cortante. C) Máxima relación de la deformación cortante.

4.5. Denudacional-fluvial

Las condiciones topográficas y climáticas de una cuenca determinan la concentración del flujo sub superficial del agua, generando grandes cauces de flujo conocidos como ríos. Los ambientes geomorfológicos donde el agente de erosión son los ríos se conocen como ambientes de denudacional fluvial. Las condiciones topográficas y la dinámica de los ríos dependen una de la otra y están relacionadas entre sí, ya que los ríos pueden modelar el relieve de diferentes maneras, principalmente mediante procesos de erosión y sedimentación de materiales transportados.

Los ambientes fluviales dan evidencia de que la forma del relieve presente es consecuencia de la acción de los procesos erosionales y de depositación de ríos actuales o pasados; estos últimos, pudieron ser de grandes magnitudes y caudales, y, en eras geológicas pasadas, actuaron con gran intensidad en el terreno dejando geoformas particulares en la cuenca.

Las laderas resultantes de los procesos de erosión y depositación de los ríos se han visto sometidos a diferentes procesos de carga y de descarga. La descarga es consecuente a la erosión e incisión del río que, dependiendo de su dinámica, tiene la fuerza suficiente para arrastrar el material, el cual, dependiendo de sus condiciones litológicas y su grado de alteración (meteorización), es desprendido y posteriormente transportado por el río. Por otro lado, la carga se debe a la depositación del material que el río transporta, debido a que la fuerza de arrastre no es suficiente para seguirlo transportando, quedando depositado tanto en el lecho del río como en sus bordes.

La intensidad de estos procesos geomorfológicos es diferente dependiendo de la ubicación del perfil longitudinal del río y del período climático en el que ocurre, ya que la topografía es diferente según el perfil longitudinal del río. En zonas de juventud se presentan altas pendientes y grados de alteración de las rocas del lecho mucho menor, los procesos de depositación son mínimos, mientras los que actúan principalmente son los erosivos. De otra parte, en las zonas de vejez los procesos de depositación son los que actúan con mayor intensidad.

Para períodos climáticos diferentes, en una misma zona se pueden presentar estos procesos en distintas intensidades; por ejemplo, en períodos de invierno, los caudales de los ríos aumentan, al igual que la fuerza de arrastre y los procesos erosivos. Por otro lado, en período de sequía los caudales disminuyen y prevalecen procesos de sedimentación.

A partir de la complejidad entre la relación de la dinámica fluvial y la modelación del relieve, se plantea el desarrollo de un modelo progresivo de la generación del canal de un río, considerando únicamente los procesos de erosión sin tener en cuenta el comportamiento del río (velocidad, fuerza de arrastre, tipo de flujo, etc.), ni las variaciones topográficas del perfil longitudinal.

4.5.1. Modelaciones previas

La modelación del relieve en los ambientes fluviales es consecuencia del resultado de la compleja interacción entre la dinámica del flujo del río y las condiciones topográficas, las cuales dependen entre sí y de otros factores externos, principalmente climáticos y morfogenéticos. A continuación, se expondrá de manera general las modelaciones numéricas realizadas enfocadas en la modificación del relieve y no en el comportamiento del flujo; estas modelaciones se han realizado en tres perspectivas: modelación de relieve en planta, del perfil longitudinal del río y de la sección transversal.

En planta, en la génesis de los ríos, en la zona de juventud, se ha modelado la influencia entre la inclinación topográfica y el crecimiento de red de drenaje de las cuencas que forman los ríos, donde la incisión progresiva y el crecimiento retrogresivo dependen principalmente de esta inclinación y de las características del material. En la Figura 4.62 se observa los resultados obtenidos por Parker [48] y Willgoose [71], donde modela el crecimiento en planta y se observa que los procesos erosivos generan el crecimiento tanto en profundidad como longitudinalmente de forma retrogresiva.

En la zona de vejez, los ríos presentan un comportamiento meándrico en el cual los procesos de depositación son de alta intensidad debido a su poca fuerza de arrastre, generando geoformas de pendientes suaves y terrazas de depositación aluvial. Estos cambios topográficos producen el cambio del flujo del río generando nuevas zonas de depositación y de erosión. La topografía final es resultado de diferentes ciclos de depositación de estas terrazas aluviales, presentando estratigrafías variables. Se ha

realizado varias modelaciones numéricas de este comportamiento meándrico (Rodríguez et al [54], Coulthard & Van De Wiel [15], Nagata et al [45], Lancaster [37]), como el de la Figura 4.63, que analiza la influencia de la velocidad de flujo con este comportamiento.

Figura 4.62 Modelación de crecimiento de red de drenaje de una cuenca. A) Modelación numérica realizada por Willgoose et al [71]. B) Modelación experimental realizada por Parker [48].

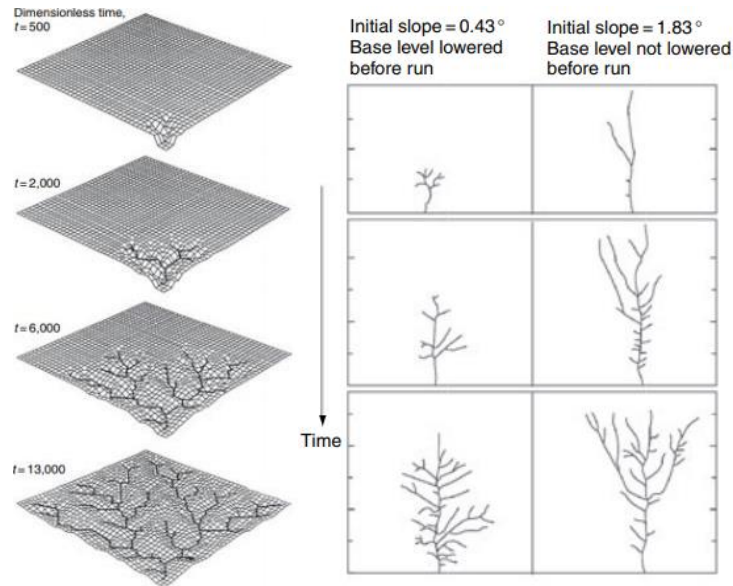
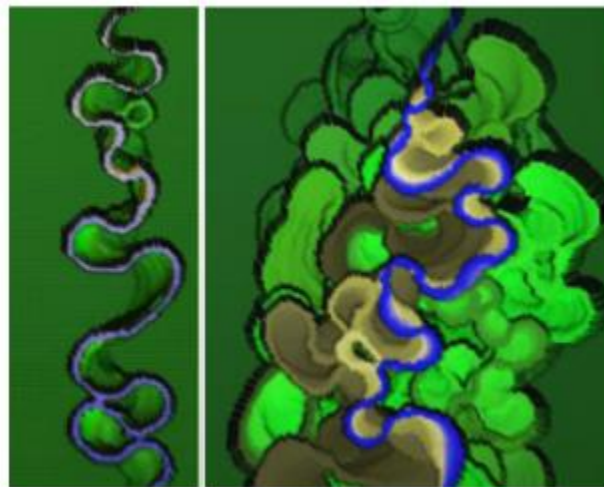


Figura 4.63 Modelación comportamiento meándrico de un río propuesto por Lancaster [37]. A) Evolución para 300 pasos. B) Evolución para 12490 pasos.



Longitudinalmente las variaciones topográficas dependen principalmente de la litología de la cuenca y de la zona de desarrollo del río; las modelaciones de mayor interés son aquellas que buscan representar el crecimiento de la incidencia del río, las cuales, también son comparables a las modelaciones en sentido transversal.

Para el desarrollo del modelo de la descarga derivada de la erosión de un río, se estudió un procedimiento de modelación numérica desarrollado por Vilardaga [68], para un ambiente de formación glacial, en el cual se genera un proceso de erosión y depositación de una mayor magnitud. La modelación realizada por Vilardaga [68] es de gran interés debido al análisis de esfuerzos que hace la sección transversal y al marco comparativo que realiza con las condiciones topográficas del caso de estudio. El modelo es desarrollado en el programa DRAC de elementos finitos y consiste en que a partir de una geoforma inicial plana, se hacen dos fases de descarga y una de carga representando la erosión y depositación glacial como se muestra en la Figura 4.64.

Los resultados de la modelación presentados en la Figura 4.65 indican: que la concentración de deformaciones es mayor en la pata de la ladera, que las condiciones topográficas dependen en gran medida de la correcta estratificación de modelo y que en la corona de la ladera se presentan esfuerzos de tensión que generan grietas de tracción; estos resultados son consecuentes con la geomorfología actual del caso de estudio.

Figura 4.64 Fases del modelo numérico desarrollado por Vilardaga [68],

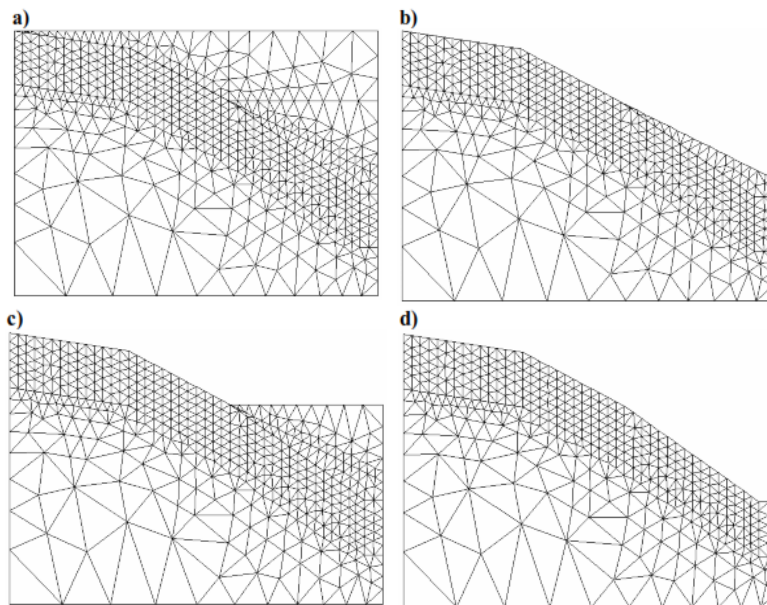
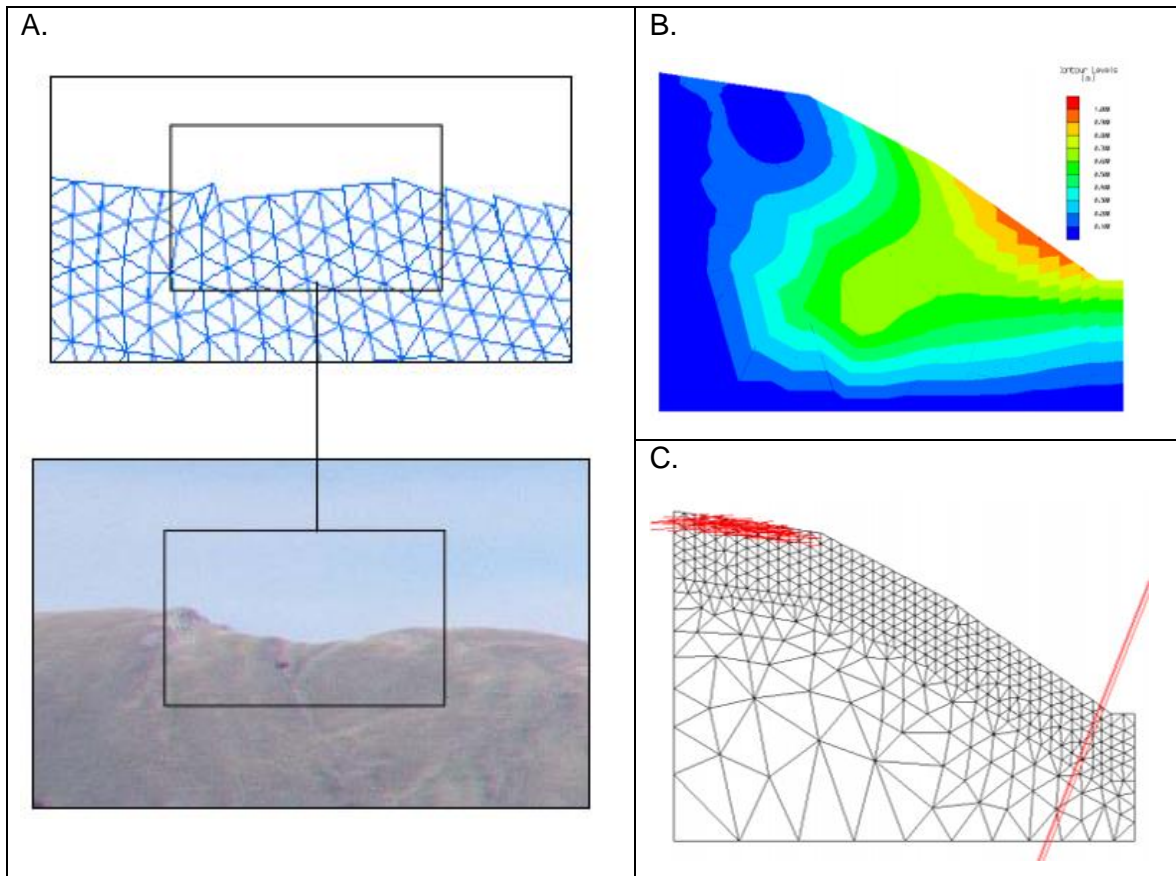


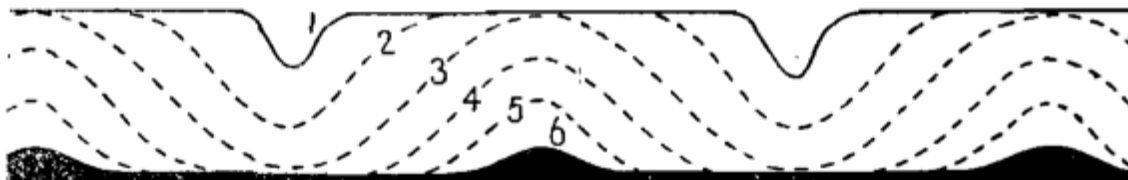
Figura 4.65 Resultados de las modelaciones realizadas por Vilardaga [68] A) Comparación entre la deformación del modelo numérico y la topografía en la corona de la ladera de la zona de estudio. B) Deformación de la topografía debida a la descarga. C) Esfuerzos de tensión en la corona y en la pata de la ladera.



4.5.2. Modelo fluvial

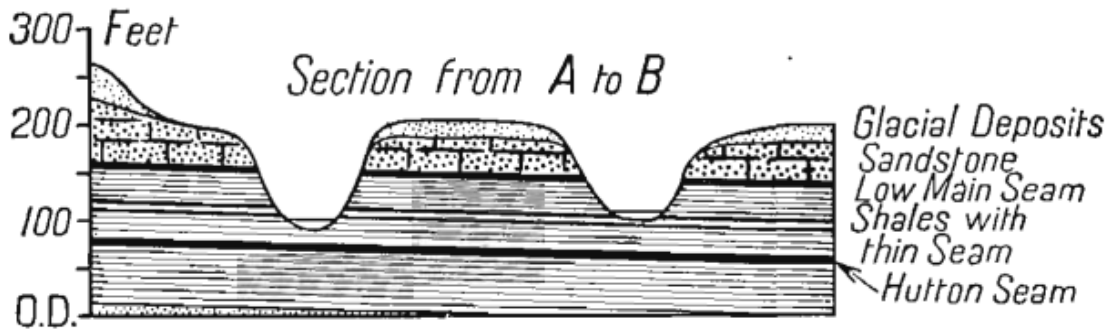
El modelo propuesto para el ambiente geomorfológico fluvial, se basó en los ciclos de erosión fluvial propuestos por Holmes [28] para dos ríos cercanos. Considerando las diferentes fases de un río desde su juventud hasta su vejez, Holmes [28] propone el esquema de erosión fluvial de la Figura 4.66

Figura 4.66 Fases de erosión de un río. Tomado de Holmes [28].



Las dimensiones y propiedades de los materiales del modelo se basaron en una zona de estudio específica, la cual utiliza Holmes [28] para ejemplificar la acción erosiva del río Wear en Durham, Inglaterra. Es un ejemplo adecuado para un ambiente de formación fluvial en el cual se podrán analizar el historial de esfuerzos de la zona. Los parámetros y espesores del modelo se presentan en la Figura 4.68. Las propiedades de los materiales se presentan en la Tabla 4.7.

Figura 4.67 Estratigrafía del perfil del río Wear en Durham. Tomado de Holmes [28].

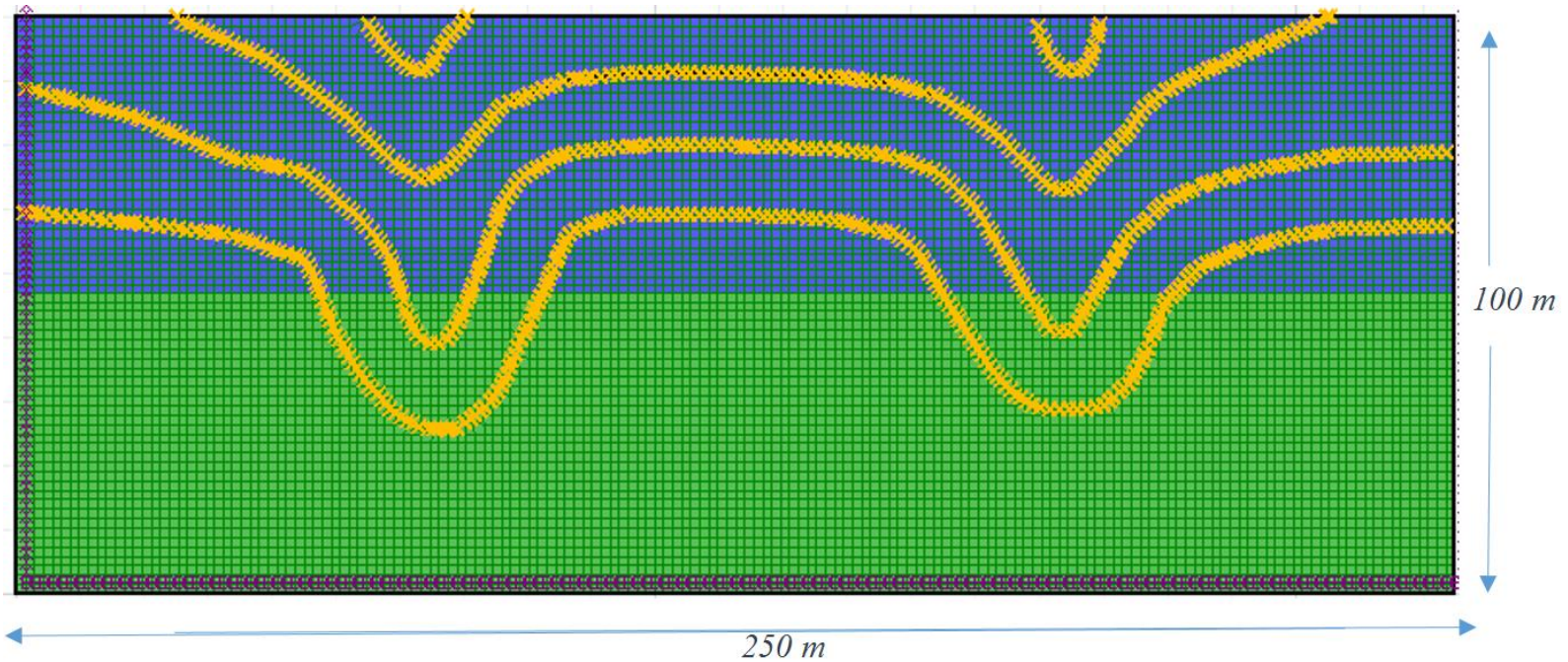


Las dimensiones del modelo se presentan en la Figura 4.68, en esta se pueden observar los límites de las 4 fases de descarga analizadas, estas fases se propusieron a partir de la estratigrafía del río Wear, y considerando las etapas de crecimiento de los ríos de la Figura 4.66.

Tabla 4.7 Perfil estratigráfico Modelo Fluvial

ID	ESPESOR (m)	FORMACIÓN	MÓDULO DE BULK (Pa)	MÓDULO DE CORTE (Pa)	ÁNGULO DE FRICCIÓN (°)	COHESIÓN (Pa)	PESO UNITARIO (Kg/m3)
Ar	43	Arenisca	2.54E10	6.63E9	28	2.7E+07	2180
Sh	47	Shale	5.37E10	3.07E10	27	2.68E+07	2720
ArM	3	Arenisca meteorizada	2.54E10	6.63E9	28	2.72E+05	2100

Figura 4.68 Modelo Denudacional-Fluvial. Elaboración propia

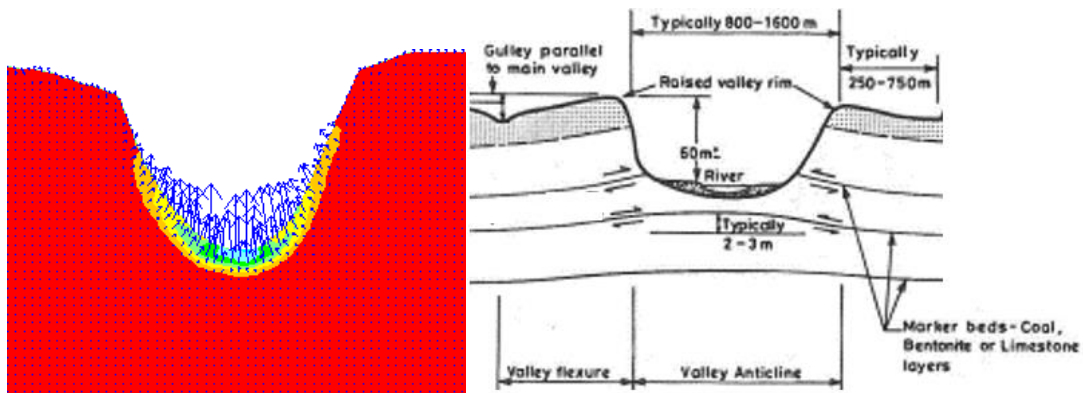


Resultados

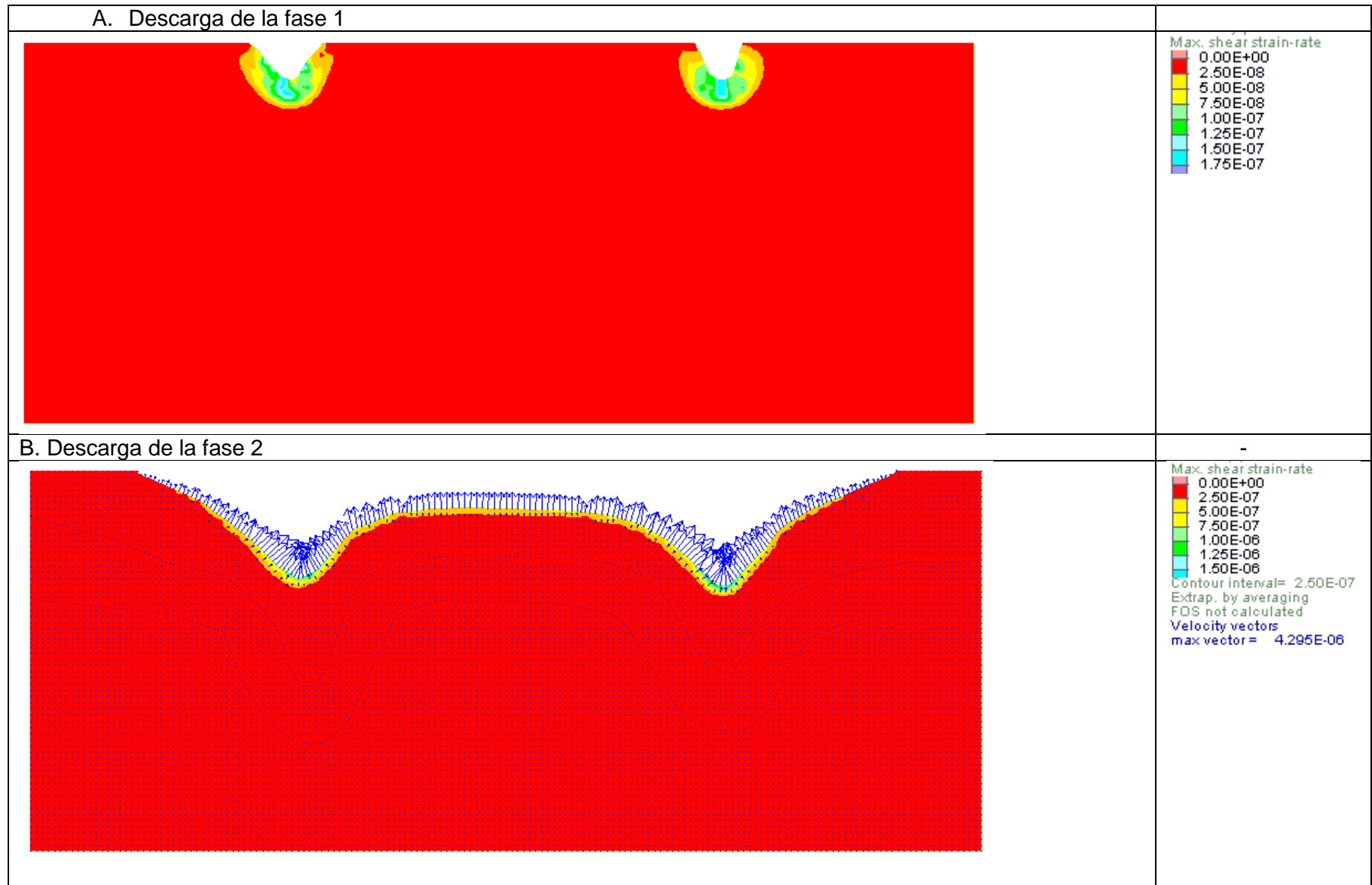
Los resultados son analizados en dos fases. La primera se realiza en el presente capítulo, donde se analizan para la placa tectónica en general los esfuerzos principales mayores (σ_1) y menores (σ_3); los esfuerzos desviadores ($\sigma_1 - \sigma_3$), los esfuerzos cortantes (σ_{xy}), el tensor de esfuerzos, el máximo incremento del esfuerzo cortante, la relación entre el esfuerzo cortante y el esfuerzo cortante máximo, el desplazamiento de los elementos, el incremento de la deformación volumétrica y las zonas de plasticidad.

Durante las fases de descarga presentadas en la Figura 4.70, se observa que el material se levanta por relajación de esfuerzos, para las primeras fases este levantamiento es mínimo, pero para la descarga final es mayor. La concentración de la tasa de deformación cortante que se presenta en la base de las laderas, en el lecho del río, indica un mecanismo de falla por levantamiento, que, según la metodología de Hutchinson [30], clasificaría como un movimiento de tipo *Rebote*, explicado en el Capítulo 2, numeral 2.4.1, como se muestra en la Figura 4.69.

Figura 4.69 Comparación resultados modelación con mecanismos de falla teóricos. Hutchinson [30]



La Figura 4.71 muestra una de la distribución, magnitud y dirección de esfuerzos principales mayor y menor de forma convencional, salvo en la corona de la ladera, donde al analizar a detalle las magnitudes del esfuerzo principal menor y comparándola con la Figura 4.72.A del tensor de esfuerzos, se observan esfuerzos de tensión que alcanzan a encontrarse inclusive en el cuerpo de la ladera debido al desconfinamiento alcanzando una magnitud máxima de 160 Kpa.



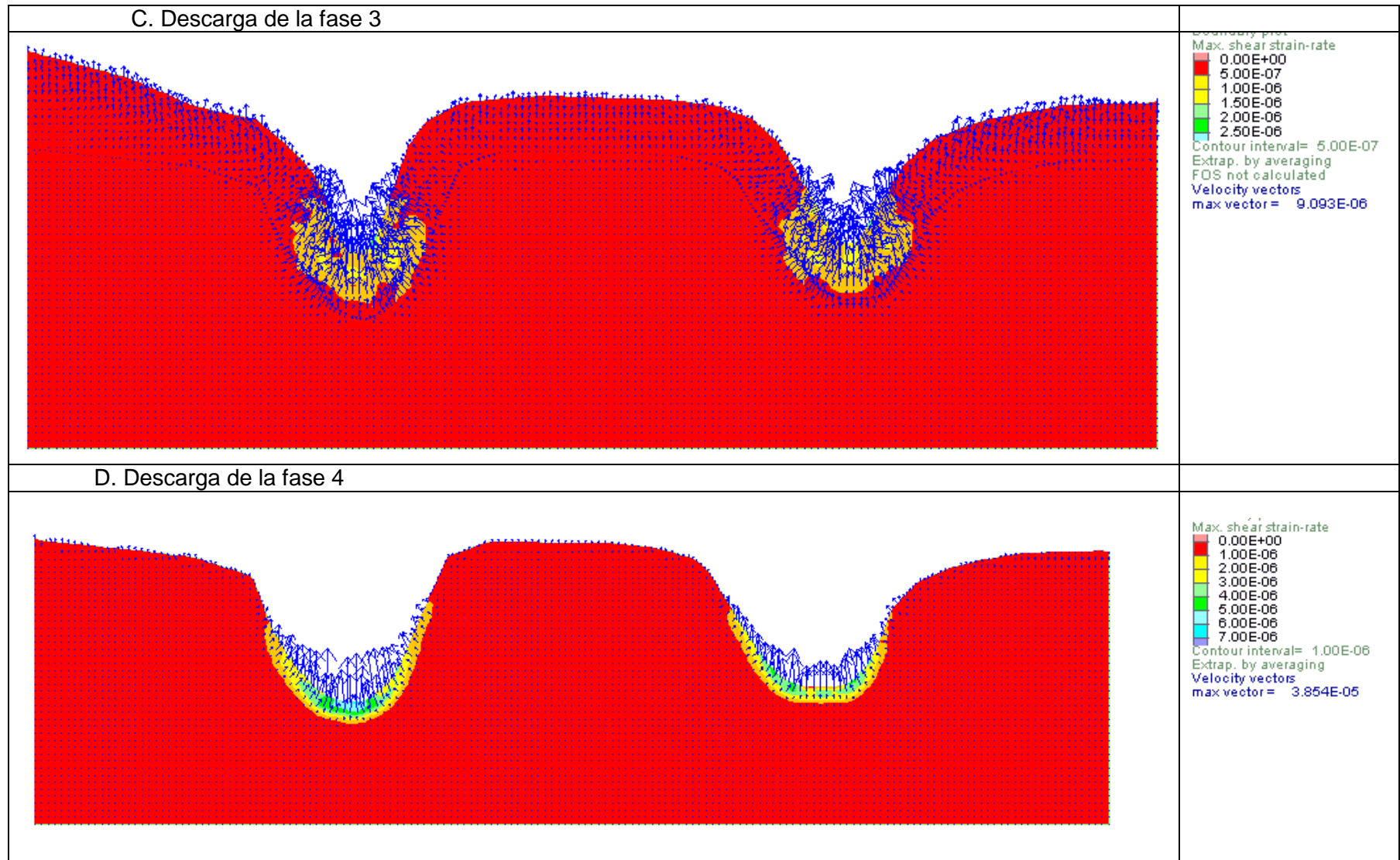


Figura 4.70 Fases de descarga del modelo fluvial. A) Fase 1. B) Fase 2. C) Fase 3 y D) Fase 4.

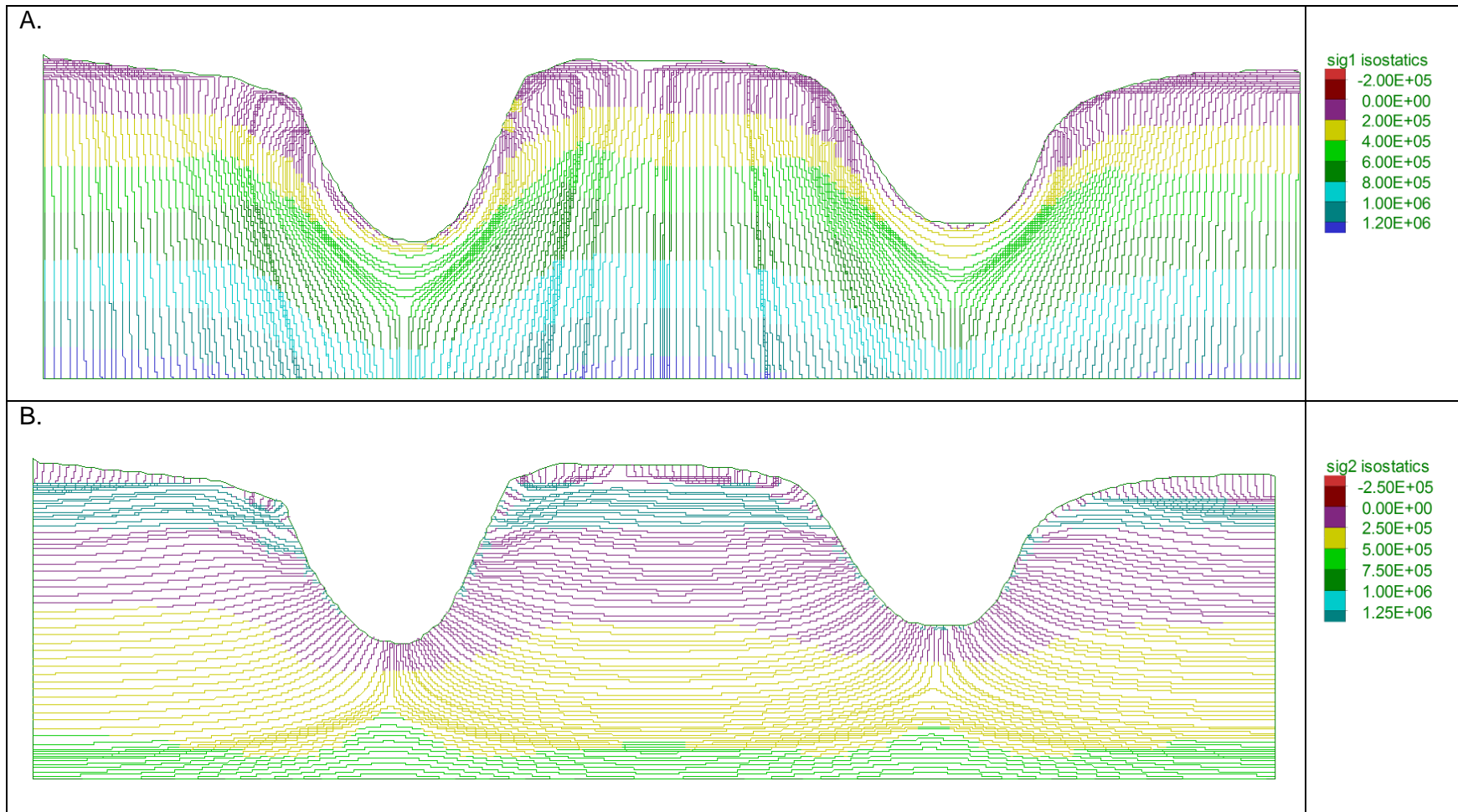


Figura 4.71 Escenario: Denudacional Fluvial. A) Dirección y magnitud esfuerzo principal mayor. B) Dirección y magnitud esfuerzo principal menor

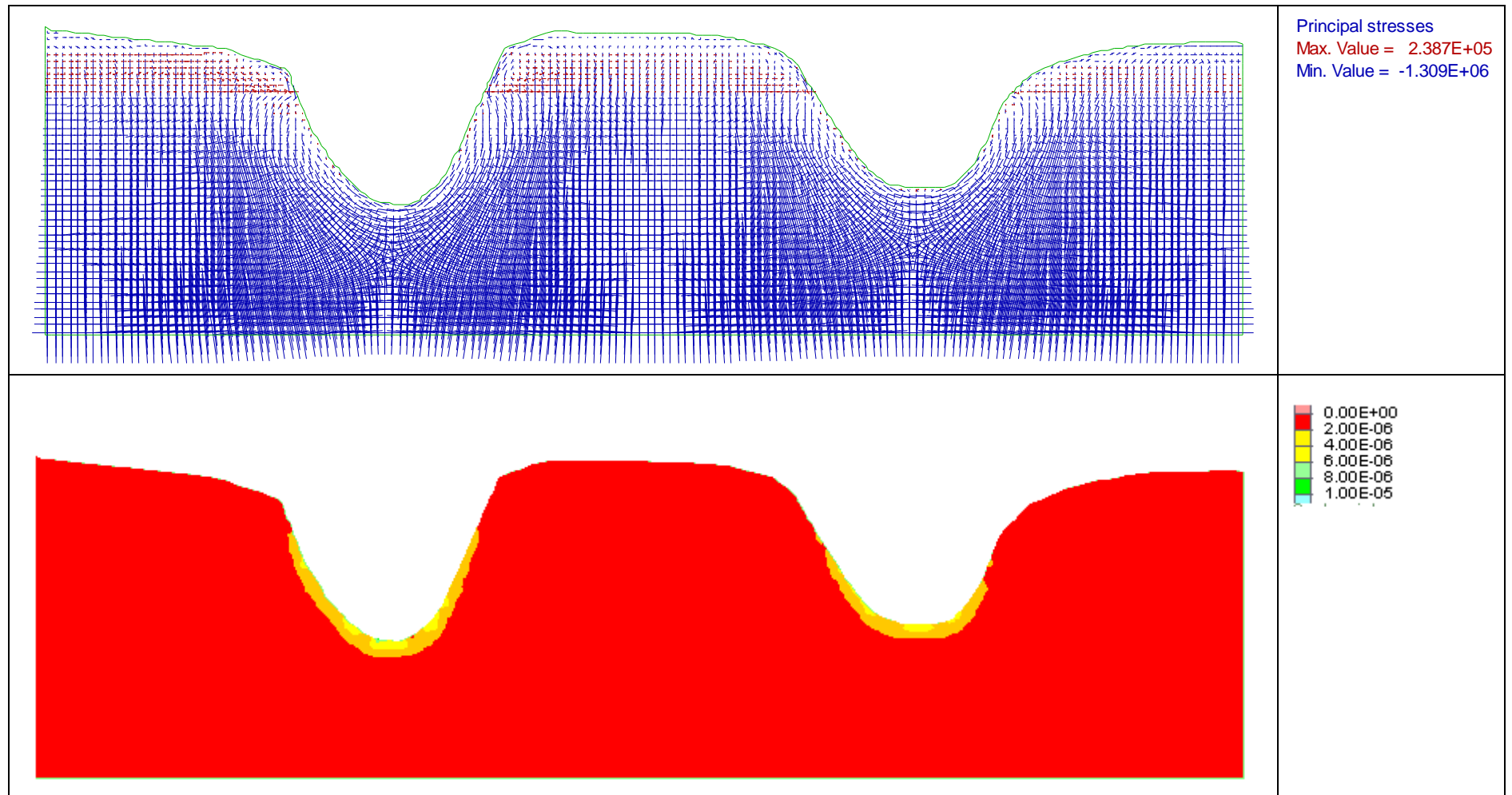


Figura 4.72 Modelo fluvial. A. Tensor de esfuerzos. B. Máxima tasa de deformación cortante.

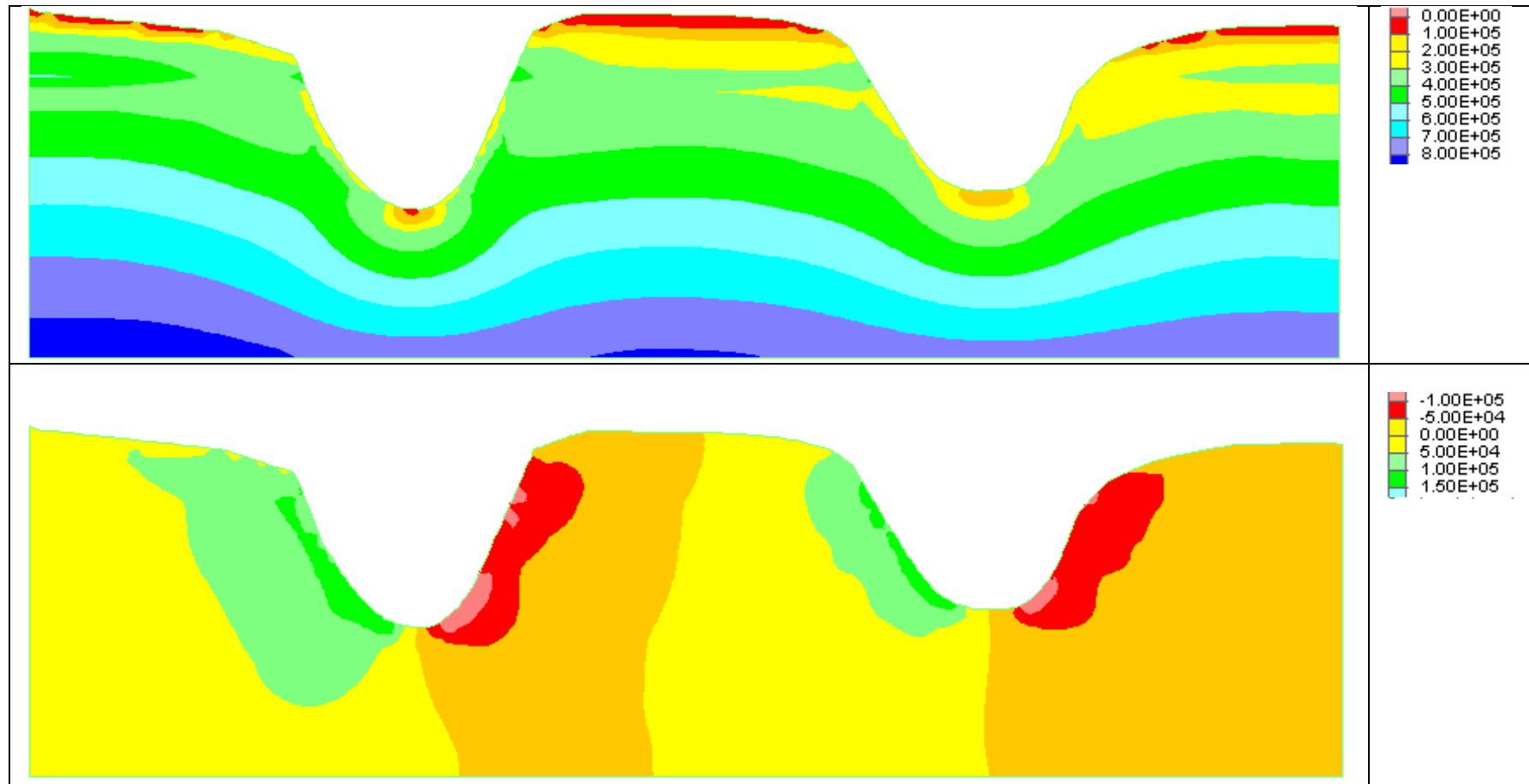


Figura 4.73 Modelo fluvial A) Esfuerzo desviador. B) Esfuerzo cortante

5. Modelo de fases progresivas

5.1. Introducción

Como se ha detallado en capítulos anteriores, la formación del relieve y de los materiales que lo conforman es producto de varios de procesos geológicos y geomorfológicos. Las características de composición, estructura y fábrica de los materiales son el resultado de procesos actuantes hasta el día de hoy en un ambiente geomorfológico y climático particular.

La identificación de los procesos geológicos y geomorfológicos que llevaron a la constitución y forma de las laderas es un análisis complejo, que requiere la correcta interpretación de las evidencias en campo y de la composición de los materiales. Las características de disposición de la sucesión de los estratos es un importante indicativo sobre los periodos geológicos de formación de los materiales y los procesos tectónicos y denudacionales actuantes.

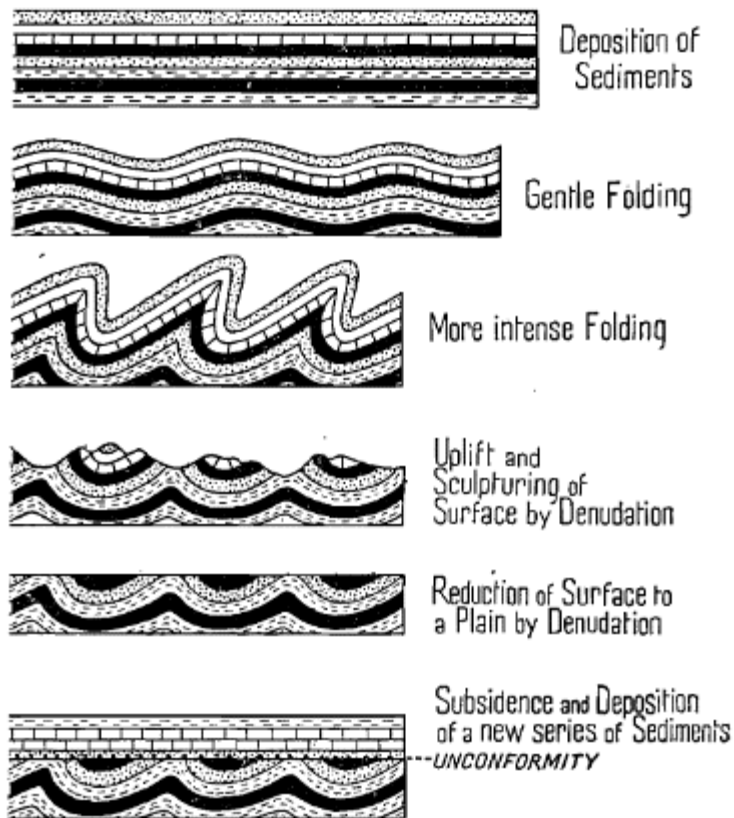
Las modelaciones de los ambientes geomorfológicos presentadas previamente se realizaron considerando el proceso geomorfológico predominante que define las características propias del ambiente. Pero es posible que ocurran procesos geomorfológicos de diferentes características y en diferentes intensidades, actuando de manera simultánea o consecutiva, que afecten el estado de esfuerzos del material.

Holmes [28] ejemplifica la consecución de los procesos geomorfológicos actuantes en la formación montañosa los Peninos, en el sur de Escocia. Estos inician con la sedimentación del material en piso del mar, los cuales son comprimidos posteriormente lateralmente plegándose. Seguido a esto los procesos denudativos actúan gradualmente modelando el relieve hasta finalmente alcanzar una morfometría plana. Luego que vuelve el mar a subir

su nivel sobre los estratos, nuevos sedimentos dan origen a una nueva secuencia de rocas, generando una superficie de discontinuidad en los estratos, denominada discordancia geológica. Ver la Figura 5.1

Para conocer la influencia de esta consecución de procesos actuantes en un mismo ambiente de formación, se realiza un modelo de fases progresivas, donde se inicia el levantamiento del relieve por procesos tectónicos compresionales y posteriormente se modela por procesos denudacionales de erosión (degradacionales y fluviales).

Figura 5.1 Secuencia de procesos geológicos y geomorfológicos. Holmes [28]



5.1. Modelo progresivo-fases de modelación

Para la elaboración del modelo progresivo se utilizaron las recomendaciones dadas por Ruh et al [55] para la primera fase de compresión tectónica. Su modelo considera también un grado de erosión y depositación del material, el cual actúa simultáneamente con los procesos de compresión. Su investigación buscaba encontrar la relación entre el considerar estratos de baja resistencia en el modelo y los patrones de levantamiento topográfico. Para esto realizó la variación del ángulo de fricción interna del estrato base del modelo y de un estrato intermedio asignando valores muy bajos del orden de 5 a 10°.

Los resultados de las modelaciones de Ruh et al [55] se presentan en la Figura 5.2, en la cual se observa una dependencia entre la pendiente promedio de la ladera con las propiedades de resistencia de los estratos débiles. Teniendo en cuenta los resultados de Ruh et al [55], quienes varían las propiedades de resistencia de los estratos débiles ubicados en la base y en el intermedio del modelo, se elaboró un modelo que replicara la deformación del relieve y que, al plegarse, posteriormente se pudieran estudiar los procesos erosivos. Para esto se propuso un modelo cuya estratigrafía incluye dos capas de materiales de baja resistencia, una en la base y otra intermedia, con propiedades geomecánicas de 10° para el ángulo de fricción y una cohesión de 0 KPa, parámetros que darían como resultado una inclinación general de la ladera de 3.4° según los resultados de Ruh et al [55] presentados en la Figura 5.2.

En la Tabla 5.1 se presentan los parámetros del modelo propuesto, para los estratos de Shale se seleccionaron según el criterio expuesto anteriormente y para los estratos de arenisca se utilizaron los parámetros utilizados por Ruh et al [55], no hay ninguna diferencia en cuanto a los dos estratos de areniscas utilizados salvo el color de identificación, esto con el fin de observar como es el plegamiento durante la compresión tectónica. En la Figura 5.3 se presenta un esquema del modelo cuyas dimensiones son:

Figura 5.2 Variación topográfica del modelo de plegamiento propuesto por Ruh et al [55] para diferentes parámetros de resistencia geomecánica de los estratos débiles.

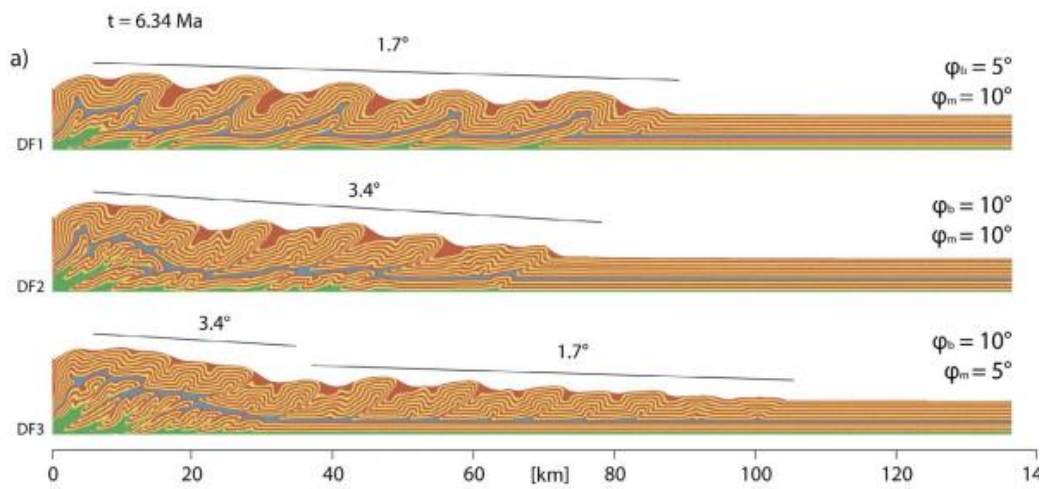
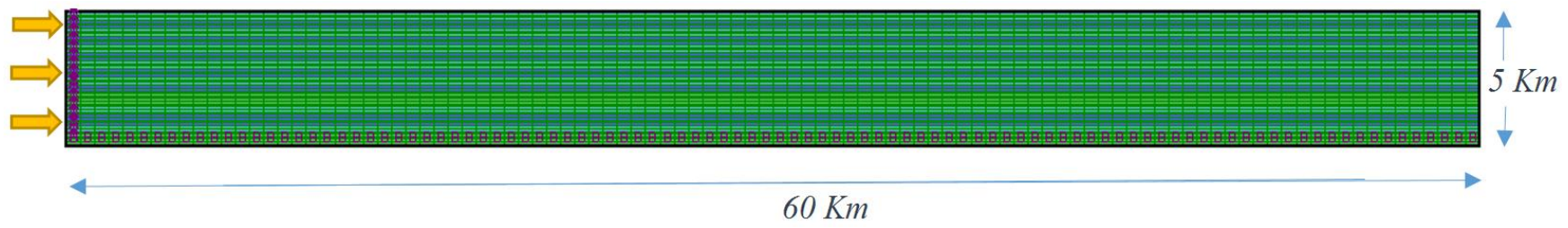


Tabla 5.1 Perfil estratigráfico Modelo progresivo

ID	ESPESOR (Km)	FORMACIÓN	MÓDULO DE BULK (Pa)	DE	MÓDULO DE CORTE (Pa)	ÁNGULO DE FRICCIÓN (°)	COHESIÓN (Pa)	PESO UNITARIO (Kg/m3)
Ar	3	Arenisca 1	2.54E10		6.63E9	30	2.7E+07	2100
Sh	0.5	Shale	5.37E10		3.07E10	10	0	2720
Ar2	1	Arenisca 2	2.54E10		6.63E9	30	2.72E+07	2100
Sh2	0.5	Shale	5.37E10		3.07E10	10	0	2720

Figura 5.3 Dimensiones modelo progresivo. Elaboración propia.

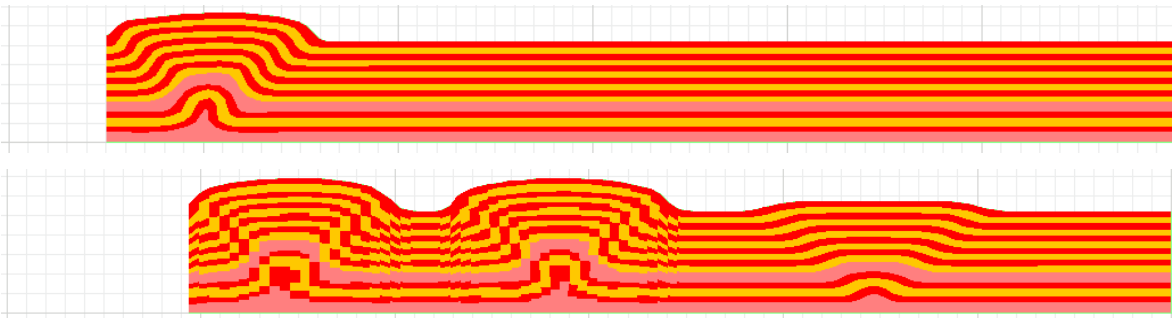


Fase 1. Compresión Tectónica

La primera fase del modelo consiste en la compresión tectónica. A diferencia de las modelaciones de los escenarios de ambientes estructurales ya analizados, para este caso se continuó con los desplazamientos en el borde izquierdo para alcanzar la generación de más cuñas de falla, esto con el propósito de poder generar un canal natural de concentración, acumulación y flujo de agua, para representar en otra fase la erosión fluvial.

En la Figura 5.6 se presenta los resultados del plegamiento final para un desplazamiento de 9400 m m donde se alcanzaron a generar 2 cuñas de falla.

Figura 5.4 Levantamiento topográfico durante la fase de empuje tectónico Elaboración propia



Fase 2. Denudacional-Erosión

A partir de la geoforma resultante de la compresión tectónica, se realiza la modelación de los procesos erosivos en una zona específica del modelo, esto es, donde se forma un canal natural entre las dos montañas formadas. Siguiendo la metodología plantada en la modelación del ambiente erosional, se propone una alteración de las propiedades del material gradualmente en 5 fases de degradación alcanzando un espesor de 100 m de descarga. Las fases de descarga erosional se presentan en la Figura 5.5.

Se observa que a medida que se degrada el material, este se desprende progresivamente y se deposita en la pata de la ladera, suavizando el relieve y disminuyendo su pendiente.

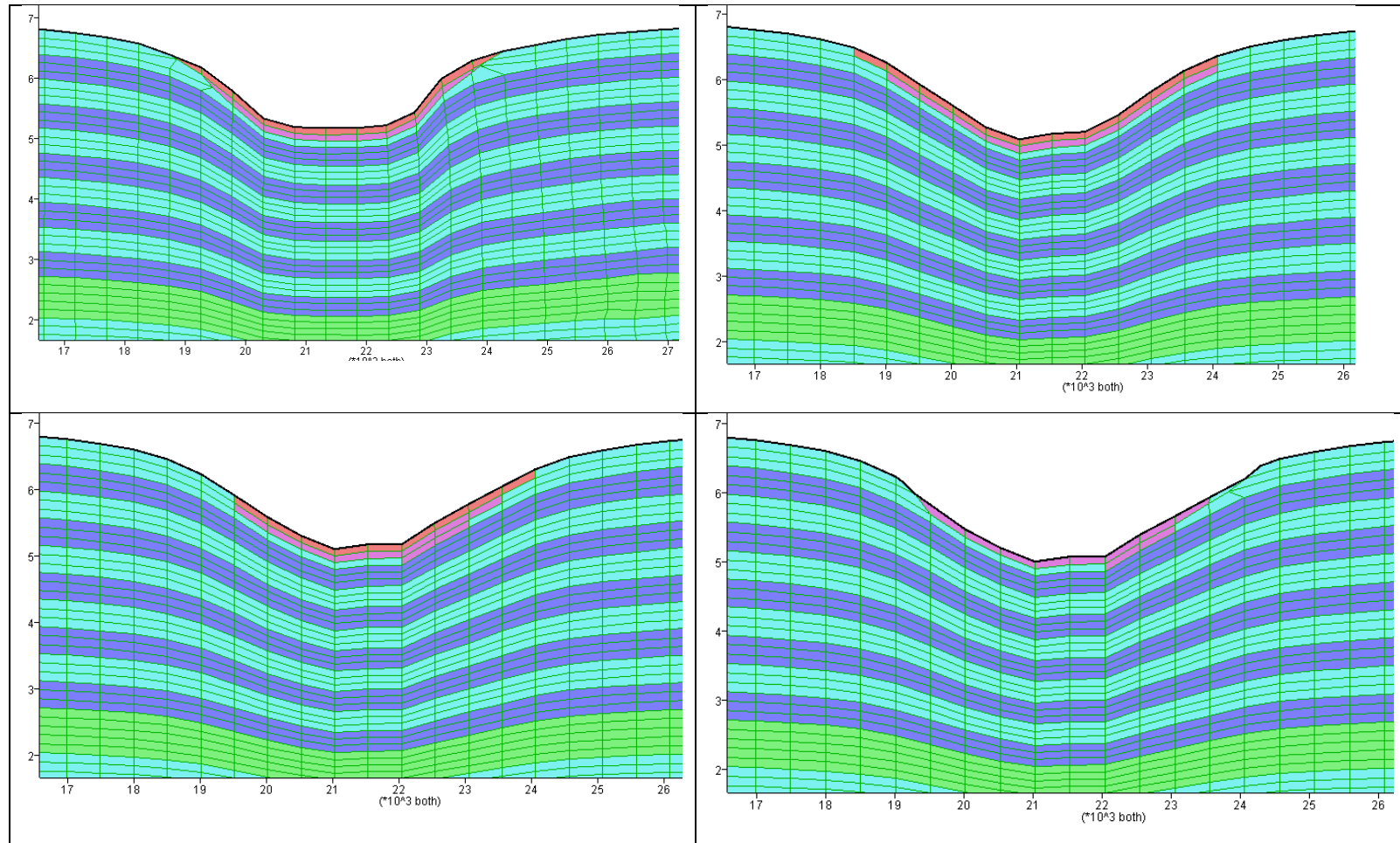
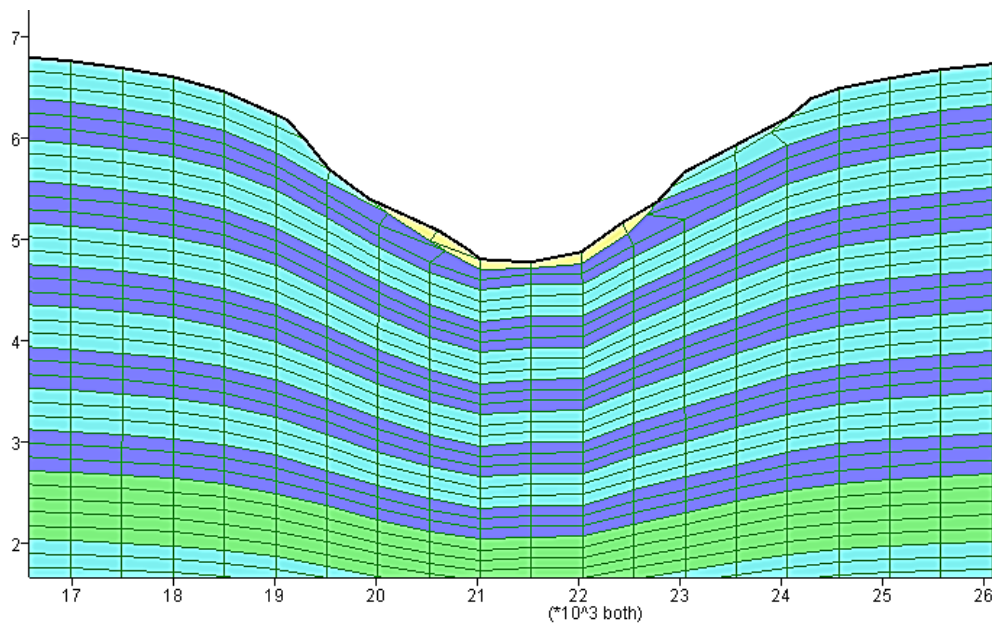


Figura 5.5 fases de degradación y descarga del material. A. Cohesión de 2e7 Pa. B. Cohesión 1 e7 Pa C. Cohesión 5e6 Pa D. Descarga del material 50 m

Fase 3. Fluvial

La última fase del escenario progresivo consiste en erosión fluvial. Esta se modeló realizando una descarga de un espesor de 50 m en el lecho del canal como se presenta en la Figura 5.6. Al concluir con las fases de procesos geomorfológicos, se observa una geoforma de mayor similitud a las evidencias en campo, con escarpes de afloramiento de roca y en su base un material depositado.

Figura 5.6 Fase de descarga fluvial, modelo progresivo



6. Análisis de resultados y marco comparativo

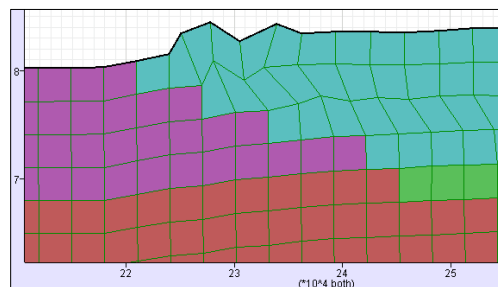
6.1. Modelo tectónico-compresión

6.1.1. Subducción placa oceánica - continental

Los resultados de modelación numérica para el modelo de subducción de la corteza oceánica en la corteza continental, definen una condición de esfuerzos compresionales para grandes profundidades. En las zonas de falla se genera una rotación de esfuerzos acompañado de altas deformaciones. Por otro lado, en la zona superficial del modelo también se presenta un cambio de dirección del esfuerzo principal, acompañado de altas deformaciones.

Específicamente en la zona donde subyace la corteza oceánica, el modelo representó el levantamiento topográfico de una cadena montañosa, siendo comparable, por ejemplo, con las cordilleras de los Andes como se observa en la Figura 6.1. En esta se observa dos crestas de alturas de 3 km que hacen parte de la corteza continental, seguido a una cuenca ante país limitada posteriormente por otro levantamiento, estas deformaciones en la corteza terrestre son debidas a que los procesos de subducción generan una cuña de falla de gran profundidad, donde se produce un levantamiento en ambas zonas de afloramiento de la falla en la superficie.

Figura 6.1 Levantamiento del relieve en zona de subducción.



Al analizar la trayectoria de esfuerzos en la cuña de falla profunda generada por la subducción (Figura 6.2), se observa que, en las zonas cercanas a las fallas, es consecuente con la dirección de los esfuerzos de la corteza empujante, donde el principal mayor tiende a ser horizontal indicando una condición compresional. Por otro lado, a medida que se acerca a la superficie, la dirección del esfuerzo principal mayor es vertical, indicando que la influencia del empuje es reducida al alcanzar la falla. Teniendo en cuenta que las formaciones montañosas se generan en la superficie de esta cuña de falla, se observa que en las laderas de interés los esfuerzos de compresión son de menor magnitud que los presentes en la zona de subducción.

Debido a la escala de magnitud del modelo, los elementos de la malla tienen dimensiones grandes comparadas con los demás modelos (3 km); esto es una limitación para el propósito de esta investigación ya que no es posible analizar a detalle la dirección y magnitud de los esfuerzos y las deformaciones. Por lo tanto, no se realizará análisis de estabilidad a los elementos que representarían la cadena montañosa, ya que no sería posible obtener mayores conclusiones a las ya analizadas.

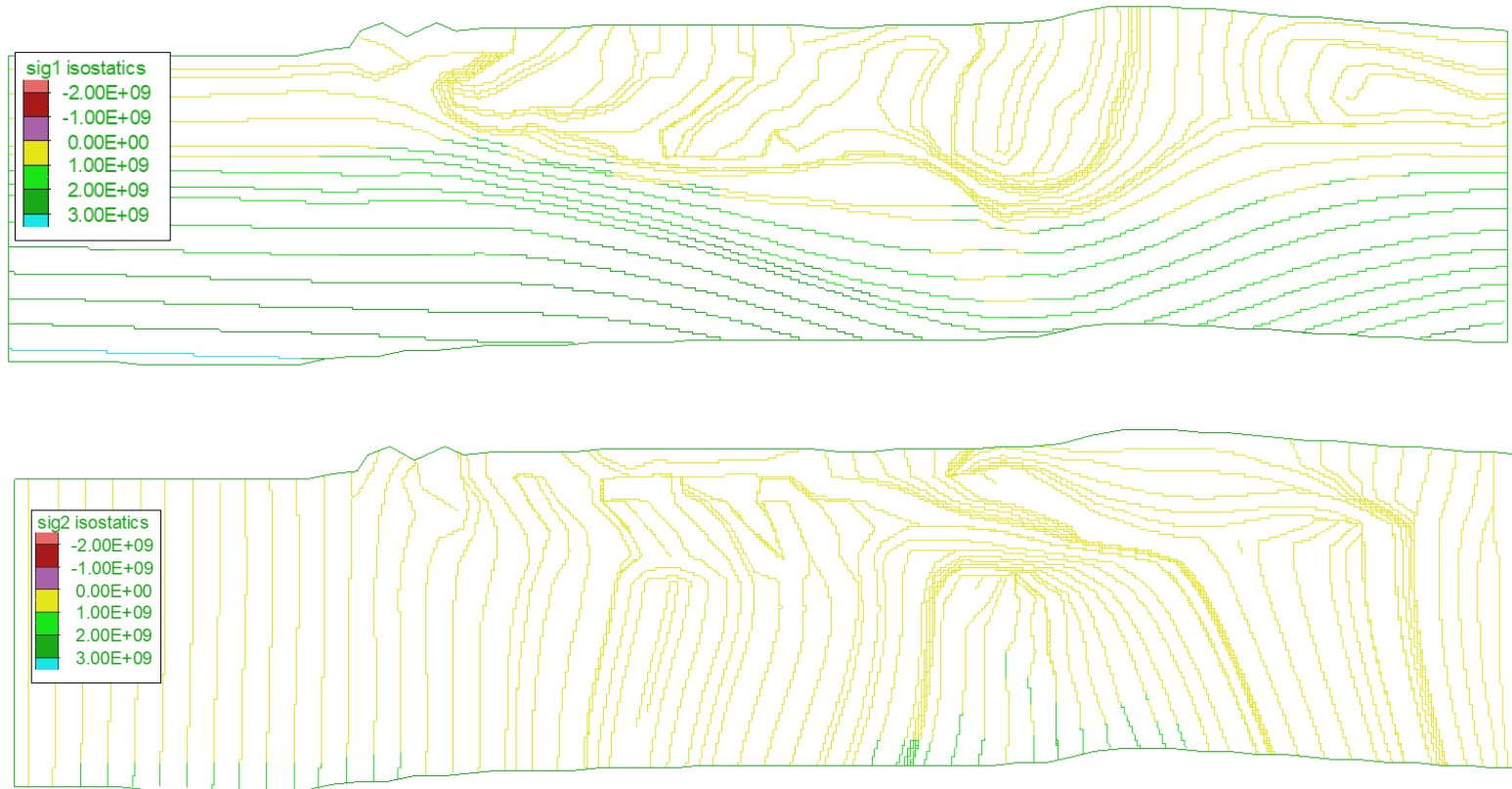


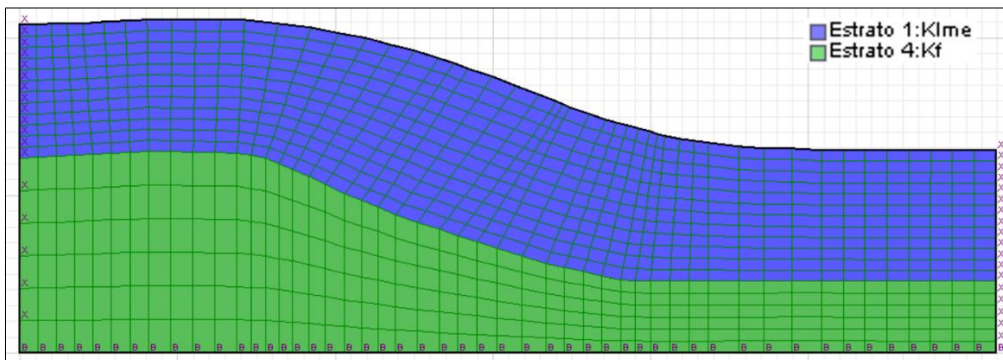
Figura 6.2 Trayectoria de esfuerzos principales modelo de subducción.

6.1.2. Empuje tectónico

A partir de los resultados obtenidos en el capítulo cinco, para un modelo de empuje tectónico se analizó a detalle la ladera generada por el levantamiento topográfico; la cual tiene una altura de 840 m y una longitud de 3000 m. El análisis de los resultados se realiza bajo un marco comparativo de un modelo de mismas condiciones litológicas y topográficas, pero sin considerar la trayectoria de los esfuerzos durante la morfogénesis; en la Figura 6.3 se presenta las dimensiones de este modelo.

El marco comparativo se realiza bajo dos parámetros principales: el primero es el cálculo del Factor de Seguridad y el segundo es la distribución de los esfuerzos. Es importante anotar que, para la modelación de este tipo de ambiente, los parámetros de resistencia de los macizos rocosos son relativamente altos, y el factor de seguridad tiende a dar bastante alto.

Figura 6.3 Ladera de análisis. Escenario Empuje tectónico.

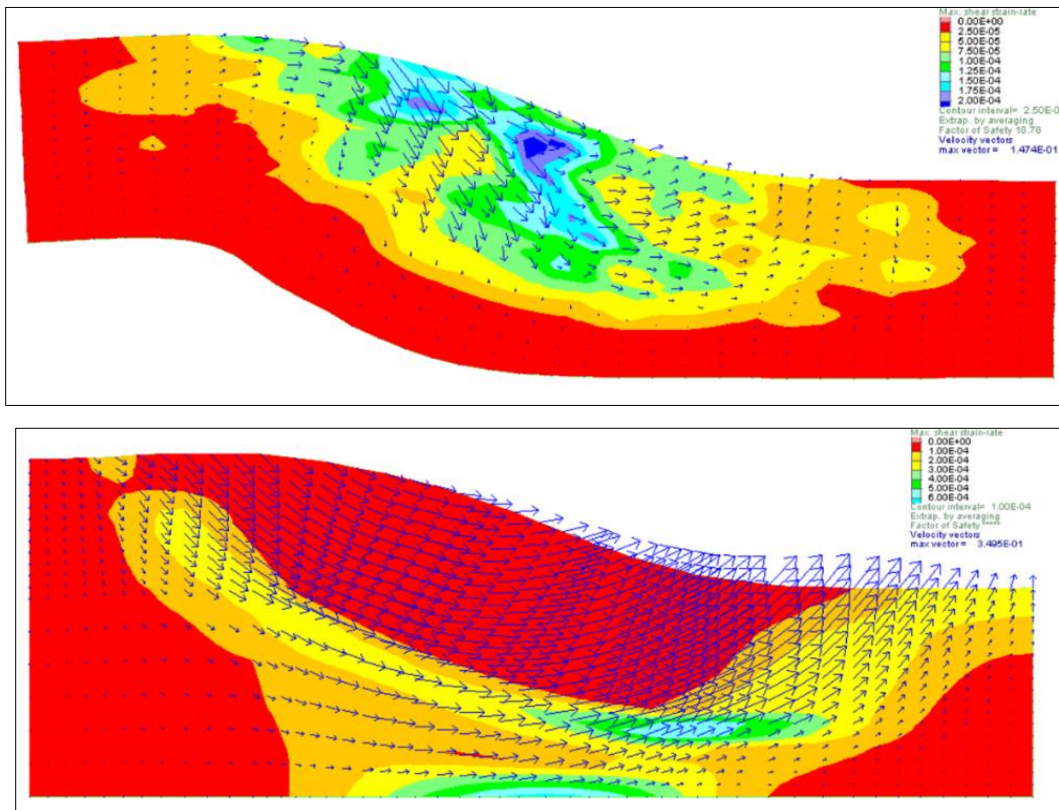


▪ Factor de Seguridad

Se realizó el análisis de Factor de Seguridad para ambos modelos, utilizando la metodología de reducción de parámetros de resistencia, donde se obtuvo para el escenario que considera la trayectoria de esfuerzos en la morfogénesis un factor de seguridad de 18.78. Por otra parte, para el escenario sin contemplar la morfogénesis, se obtuvo un factor de seguridad superior a 60.

La diferencia entre los Factores de Seguridad, indica claramente que la condición de esfuerzos de los materiales en la ladera está más cercana a alcanzar el comportamiento plástico comparada con la del modelo convencional. Los altos Factores de Seguridad y las tasas de deformación cortante que se observan en la Figura 4.66, muestran que éste no es un parámetro representativo para una comparación del comportamiento de la ladera, principalmente porque se están obteniendo superficies de falla de gran profundidad debido a los altos parámetros de resistencia de los materiales, específicamente de la cohesión.

Figura 6.4 Factor de Seguridad. Escenario Empuje tectónico. A. Considerando la morfogénesis. FS=18.7. B. Modelo Convencional. FS>60.



Estado de esfuerzos

Los resultados de las modelaciones en términos de esfuerzos presentan diferentes significativas tanto en magnitud como en dirección y distribución. Claramente hay una principal diferencia en ambos modelos, y es una concentración de deformaciones cortantes en la pata del modelo morfogenético (zona de falla).

En la Figura 6.5 se presentan la distribución y magnitud de los esfuerzos principales mayores y menores, y el esfuerzo cortante para ambos escenarios de modelación. La primera observación de gran importancia es la diferencia entre órdenes de magnitud, ya que para el modelo morfogenético se presentan esfuerzos principales mayores de hasta 600Mpa, comparado con el mayor alcanzado en el modelo del escenario convencional de un valor de 50 Mpa. Se observa una distribución diferente para ambos modelos; el escenario convencional muestra una distribución Ko de esfuerzos, donde se genera el incremento de los esfuerzos principales con respecto a la profundidad, de una forma paralela a la superficie de la ladera. Por otro lado, la distribución de los esfuerzos en el escenario morfogenético, indica una alta dependencia a la condición de esfuerzos en la zona de falla.

En la Figura 6.7, se observa la dirección de los esfuerzos principales para ambos escenarios; visualmente se representa cómo los esfuerzos de compresión rigen en el modelo morfogenético, siendo el esfuerzo principal mayor horizontal, completamente contrario al modelo convencional, donde el esfuerzo principal mayor es vertical.

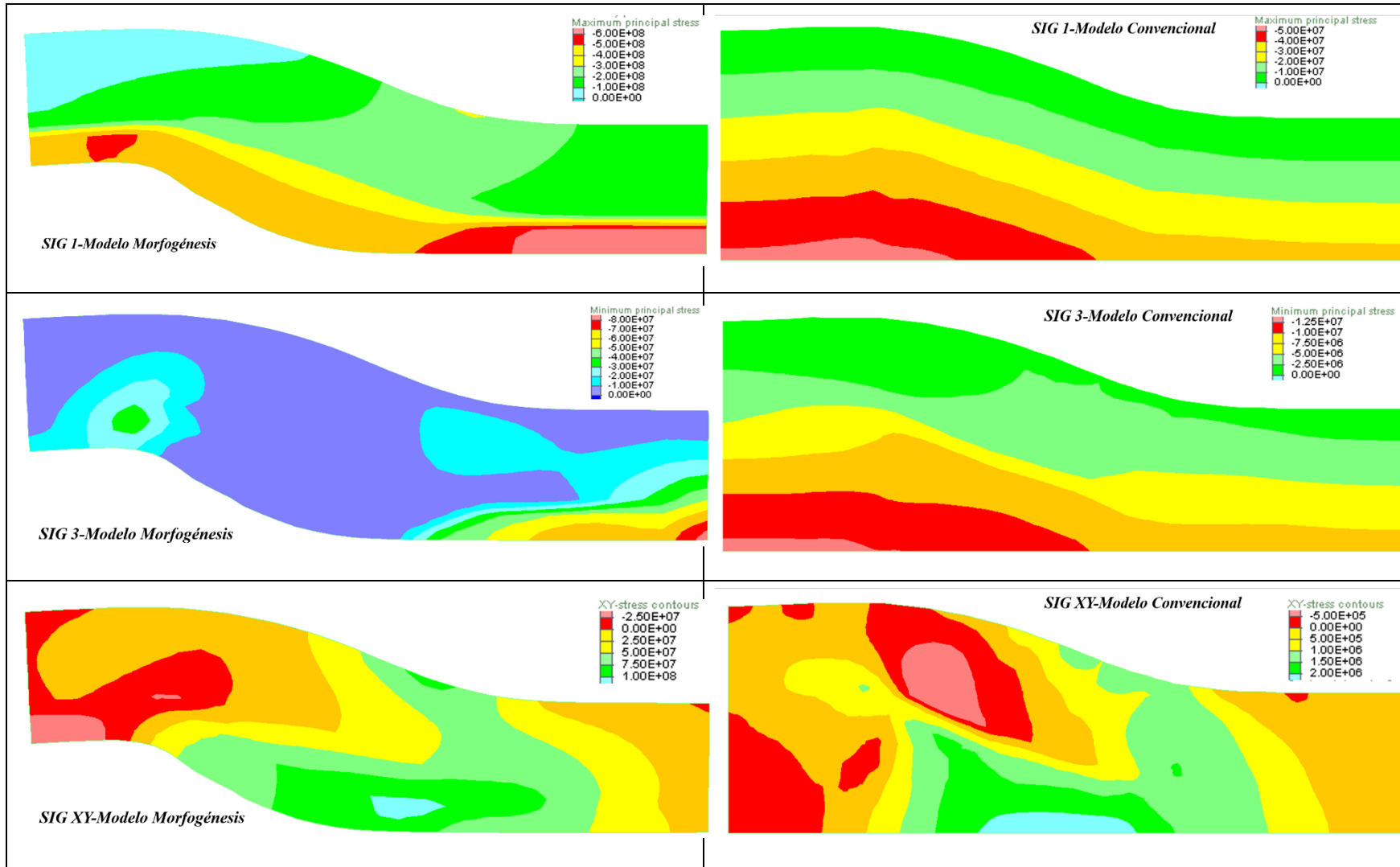
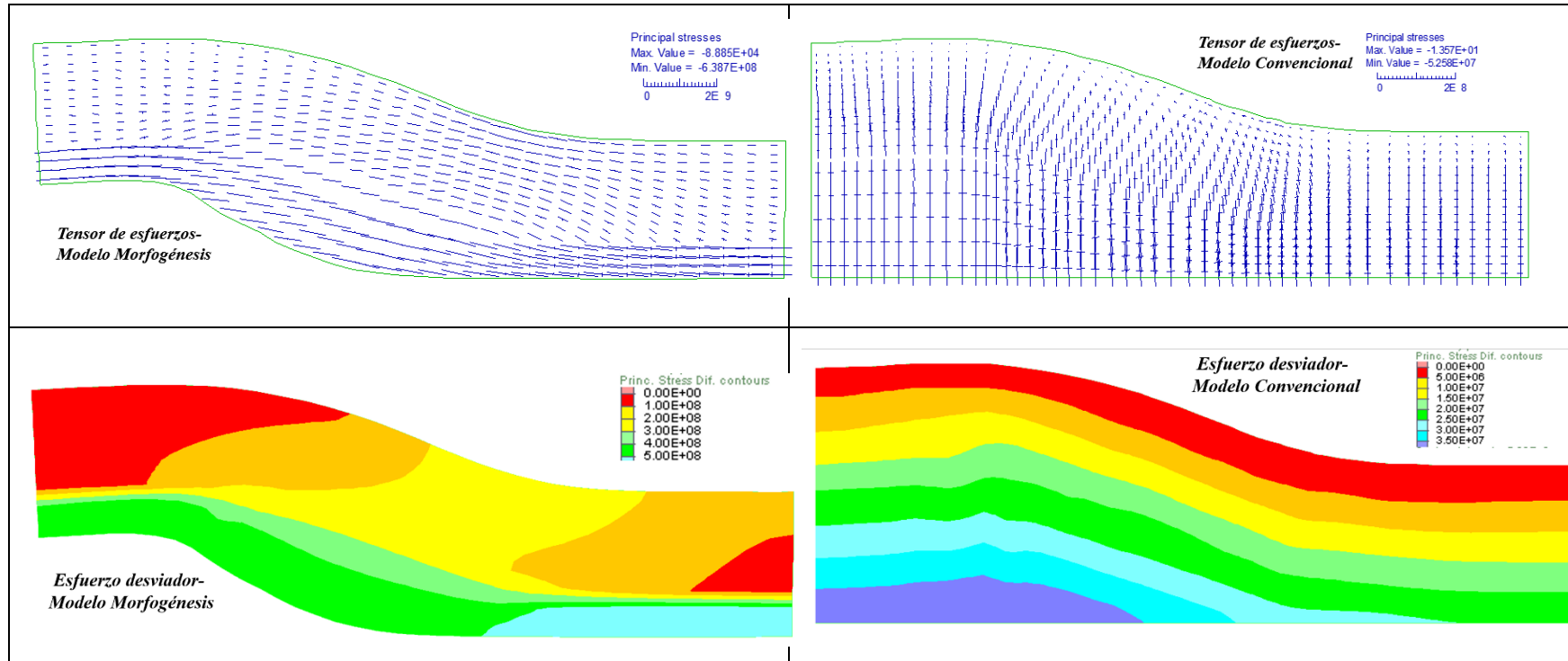


Figura 6.5 Modelo empuje tectónico distribución de esfuerzos A. Principal mayor. B. principal menor. C. Cortante



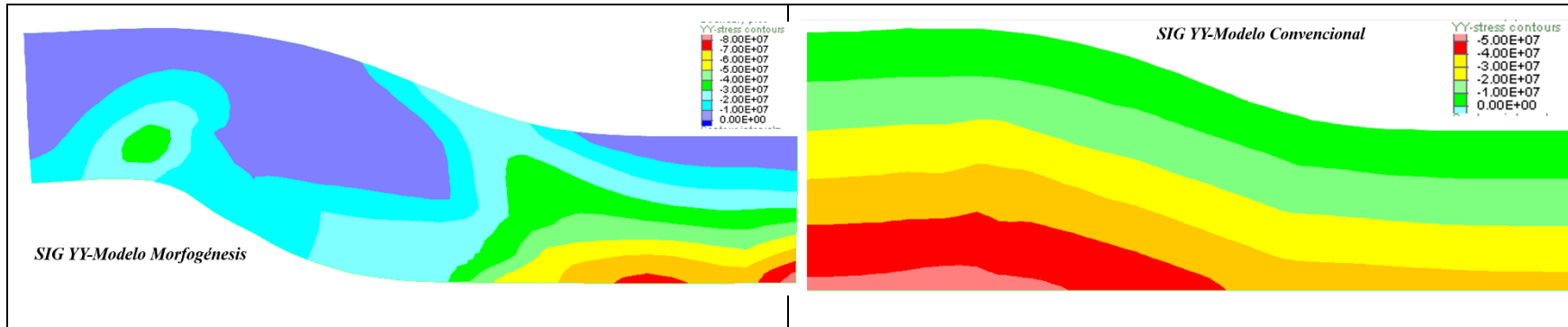
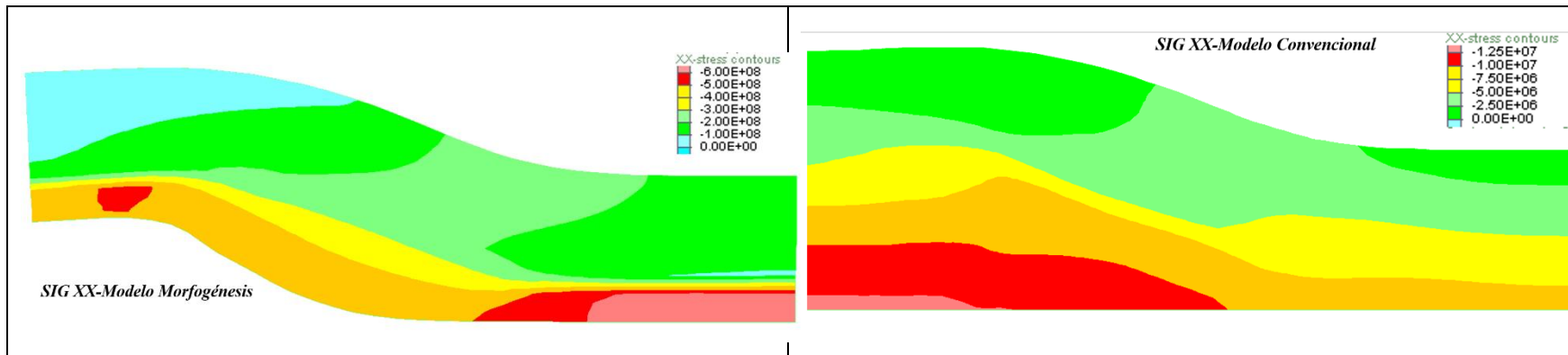


Figura 6.6 Modelo empuje tectónico distribución de esfuerzos A. Tensor de esfuerzos. B. Esfuerzo desviador. C. Esfuerzo en el plano YY



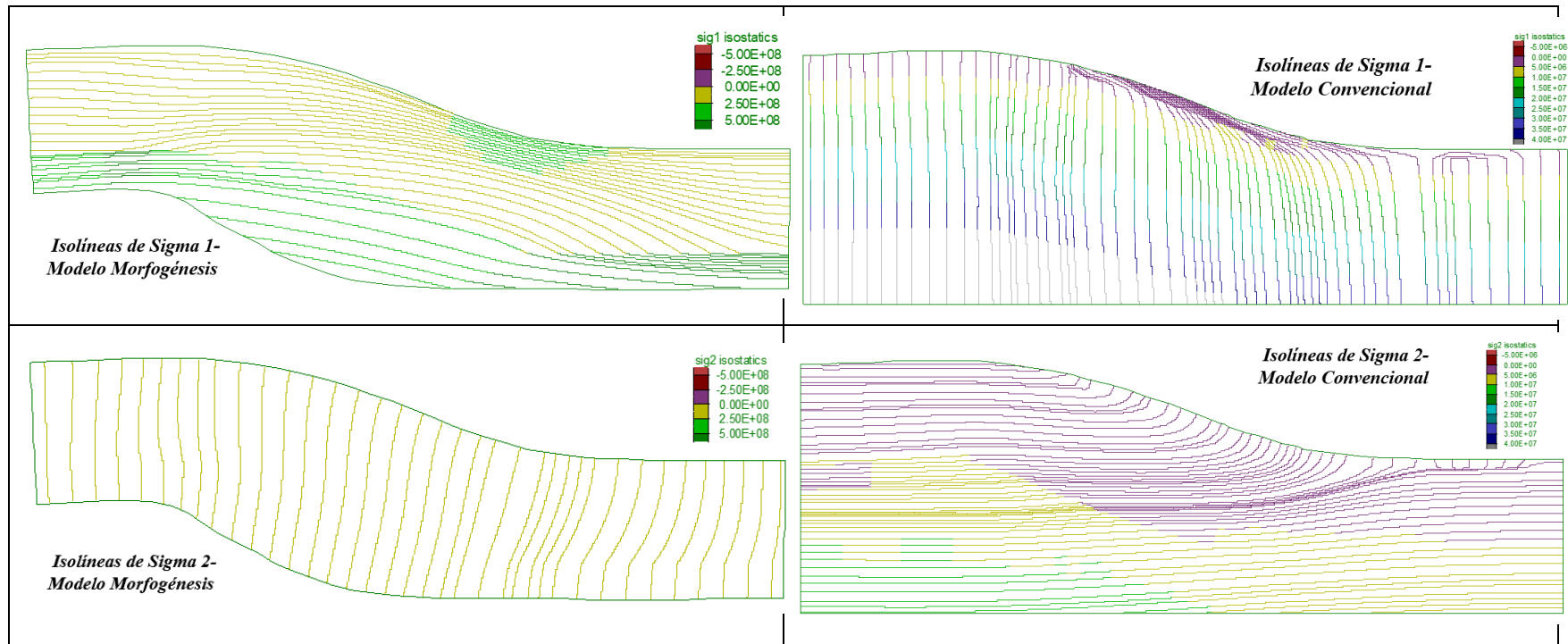


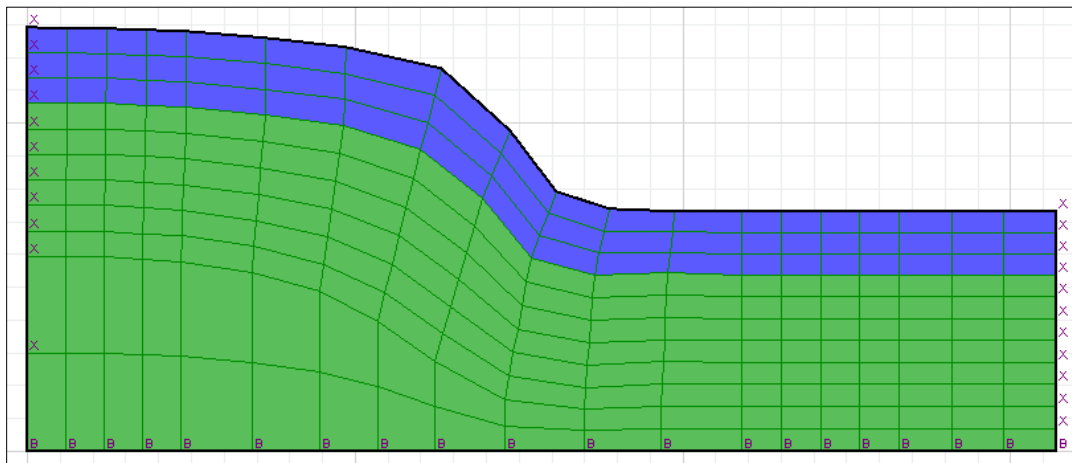
Figura 6.7 Modelo empuje tectónico distribución de esfuerzos A. Esfuerzo en el plano XX. B. Dirección de esfuerzos principales mayores. C. Dirección de Iso esfuerzos principales menores .

6.1.3. Empuje tectónico-falla inversa

El siguiente escenario de modelación es el empuje tectónico de una falla inversa, se tomó como ladera de análisis el generado en el frente de avance de la falla el cual presenta una altura de 400 m y una inclinación mayor con respecto a la ladera generada en la zona opuesta a la falla. Esta ladera se tomó como base para realizar el modelo del escenario convencional, la cual se observa en la Figura 6.8. Los resultados de la condición de esfuerzos de ambas laderas se comparan por medio del Factor de Seguridad y las gráficas de distribución de esfuerzos.

Los resultados obtenidos de la modelación, representa una geoforma de alta pendiente, las cuales son susceptibles a generar mecanismos de falla de menor profundidad, y en cuanto a macizo rocoso se refiere, a mecanismo de fallas tipo caída de rocas y volcamientos, por lo cual el factor de seguridad para este escenario es un criterio aceptable de comparación para los parámetros modelados.

Figura 6.8 Ladera de análisis. Escenario Empuje tectónico: Falla Inversa.

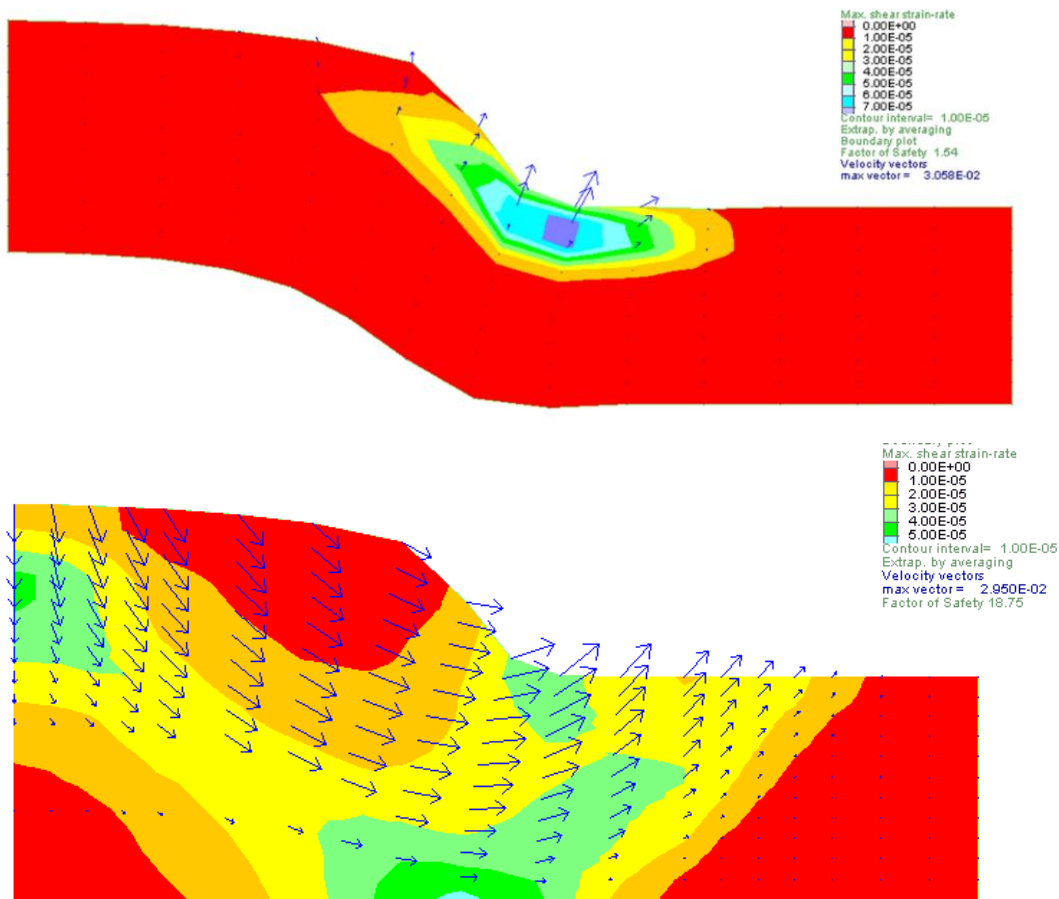


▪ Factor de Seguridad

Se realizó el análisis de Factor de Seguridad para ambos modelos, utilizando la metodología de reducción de parámetros de resistencia, donde se obtuvo para el escenario que considera la trayectoria de esfuerzos en la morfogénesis un Factor de Seguridad de 1.54. Por otra parte, para el escenario sin contemplar la morfogénesis, se obtuvo un Factor de Seguridad de 18.65.

Nuevamente se observa una gran diferencia entre los Factores de Seguridad obtenidos para ambos escenarios; inclusive, aunque los factores de seguridad obtenidos son menores a los que dieron en el empuje tectónico, estos siguen siendo relativamente altos debido a las propiedades geomecánicas del material. De la gráfica de distribución de la tasa de deformación cortante se analiza que el mecanismo de falla que se genera, los vectores de velocidad indican un levantamiento en la base de la ladera diferente al mecanismo de falla obtenido en el escenario convencional, el cual es una falla rotacional convencional. El mecanismo de falla en el escenario morfogenético es convencional en fallas normales de cabalgamiento, en la cual la cuña desplazada sobre la superficie de falla sigue siendo influenciada por esfuerzos tectónicos.

Figura 6.9 Factor de Seguridad. Escenario Empuje tectónico-Cabalgamiento. Considerando la morfogénesis. FS=1.54]



Estado de esfuerzos

Los resultados de las modelaciones en términos de esfuerzos presentan diferentes significativas tanto en magnitud como en dirección y distribución. Las principales diferencias se observan en las zonas de falla que alcanzan a aflorar en la pata de la ladera, en cambio en la zona superficial se observa una distribución similar.

En la Figura 6.10 se presentan la distribución y magnitud de los esfuerzos principales mayores y menores, además del esfuerzo cortante para ambos escenarios de modelación. Se observan en diferencias en la magnitud de los esfuerzos principales, debido a la aplicación de las cargas compresionales, las cuales asimismo influyen en su distribución. Para el escenario convencional, el esfuerzo principal mayor, incrementa con la profundidad paralelamente a la superficie de falla; en cambio, para el escenario morfogenético, el incremento de este esfuerzo ocurre respecto a la profundidad en las zonas cercanas dentro de la superficie, pero varía al momento de acercarse a la zona de falla.

La Figura 6.12 presenta la dirección de los esfuerzos en la ladera, donde se puede observar que el escenario morfogenético está sometido principalmente a esfuerzos de compresión, a diferencia del escenario convencional donde el esfuerzo principal mayor es vertical. La dirección de los esfuerzos principales en la corona y pata de la ladera del modelo morfogenético, presentan un comportamiento diferente las demás zonas de la ladera; esto debido a que, a pesar de que la tendencia de los esfuerzos sea compresional, el plegamiento y la fuerte pendiente de la ladera genera en su corona la tendencia a esfuerzos de tensión.

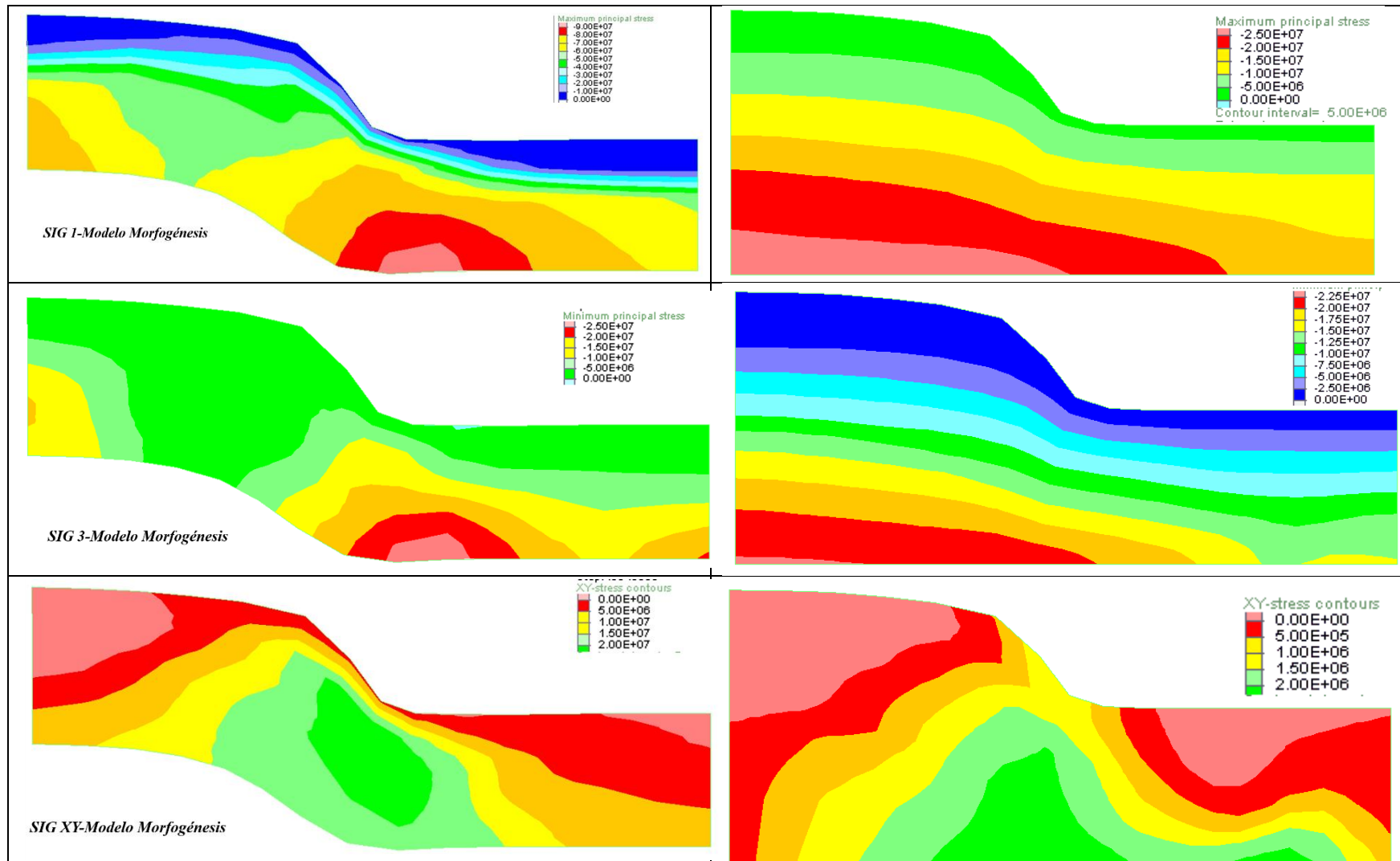


Figura 6.10 Modelo tectónico – Cabalgamiento A. Principal mayor. B. principal menor. C. Cortante

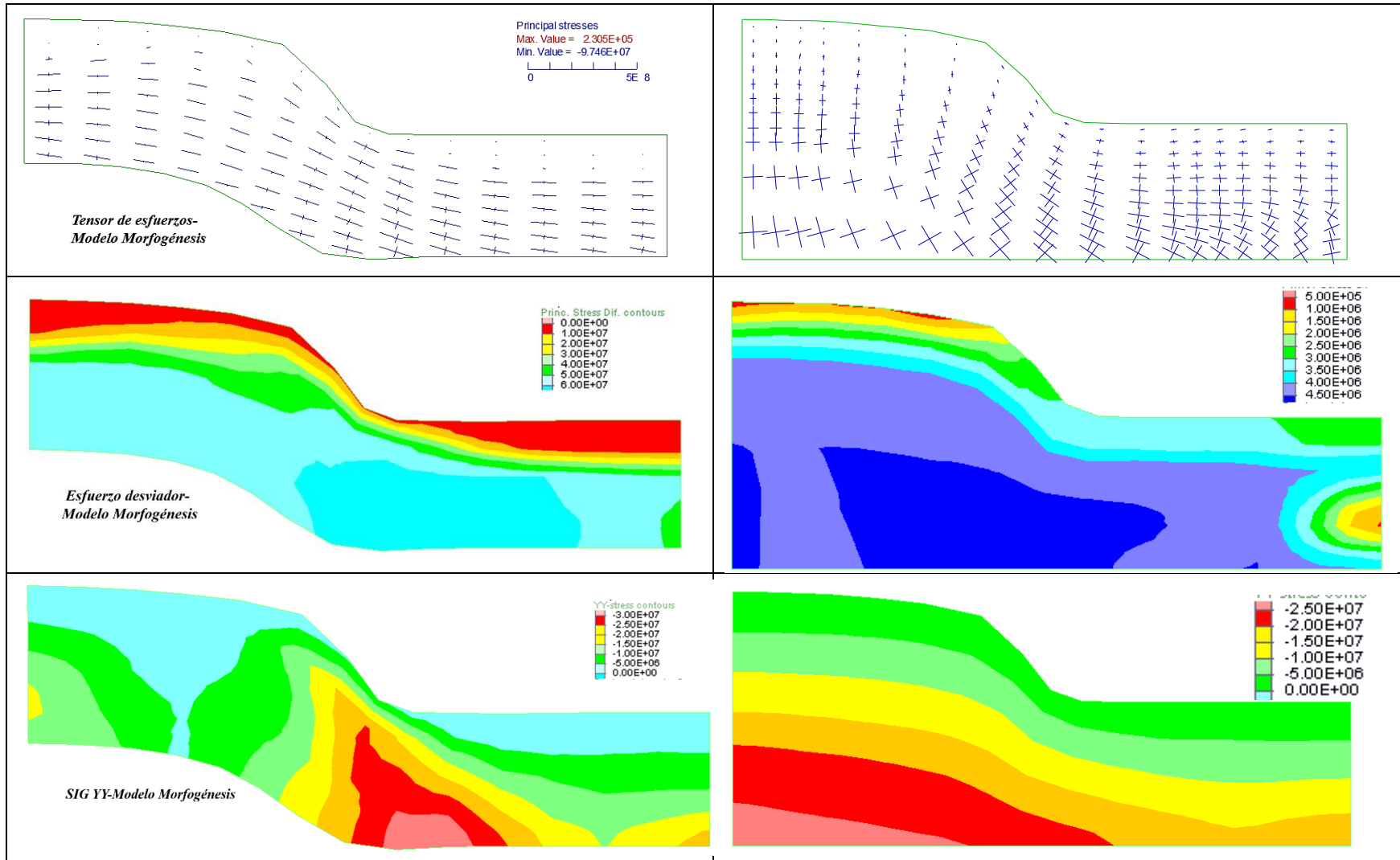


Figura 6.11 Modelo tectónico – Cabalgamiento A. A. Tensor de esfuerzos. B. Esfuerzo desviador. C. Esfuerzo YY

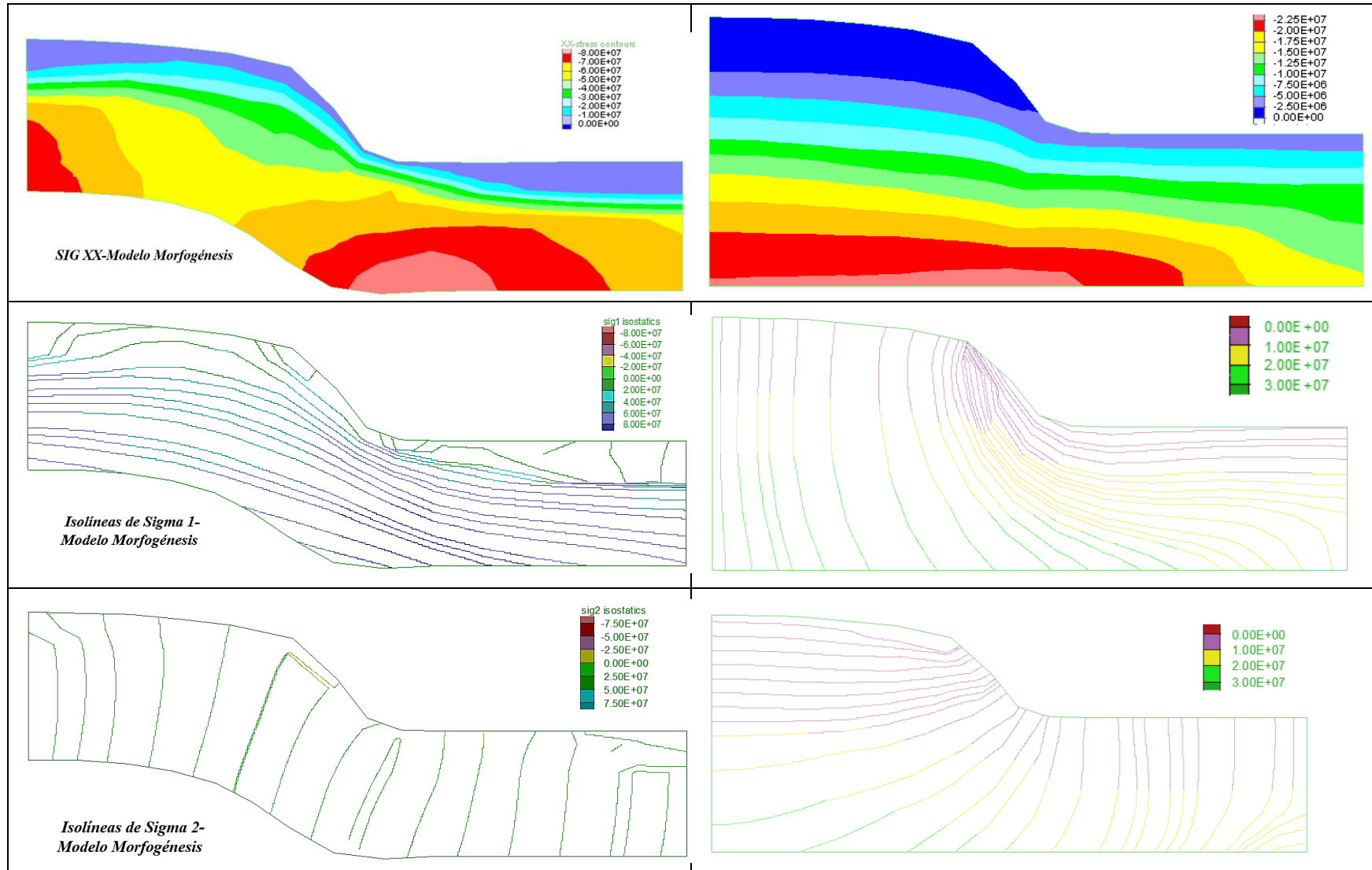


Figura 6.12 Modelo tectónico – Cabalgamiento A. Esfuerzos XX. B. Dirección y magnitud de esfuerzos principales mayores. C. Dirección y magnitud de esfuerzos principales menores

6.2. Modelo tectónico-extensión

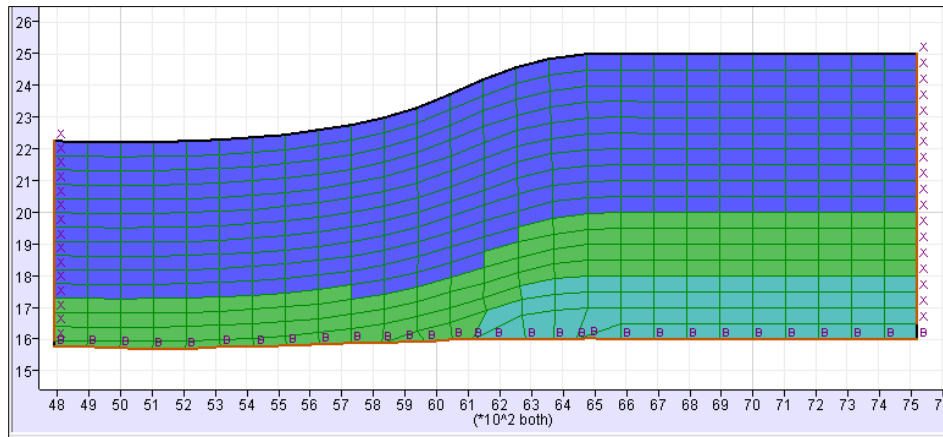
6.2.1. Valle de extensión

El primer escenario de modelación de extensión tectónica es el de una ladera correspondiente a un valle de extensión; éste se analiza bajo dos escenarios: uno considerando la morfogénesis y en el otro no. Las dimensiones del escenario de análisis se muestran en la

Figura 6.13.

El marco comparativo se realiza bajo dos parámetros principales: el primero es el cálculo del Factor de Seguridad y el segundo es la distribución de los esfuerzos. Particularmente este modelo es controlado por esfuerzos de extensión que generaron una falla normal y dieron como origen la ladera de análisis, por tanto, la dirección y magnitud de los esfuerzos para el escenario morfogenético mostrarán la influencia de estos procesos de extensión.

Figura 6.13 Ladera de análisis. Escenario Valle de Extensión

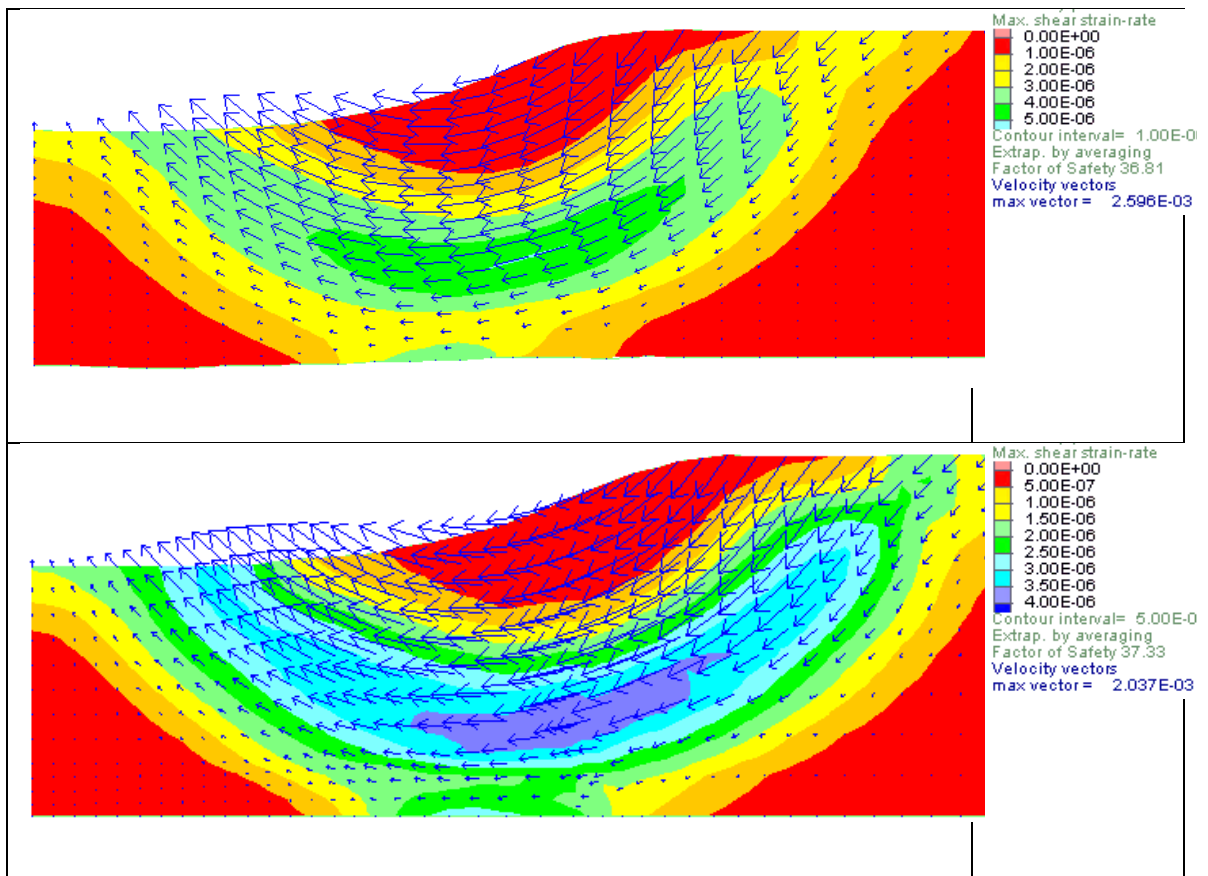


▪ Factor de Seguridad

Se realizó el análisis de Factor de Seguridad para ambos modelos, utilizando la metodología de reducción de parámetros de resistencia, donde se obtuvo para el escenario que considera la trayectoria de esfuerzos en la morfogénesis un Factor de Seguridad de 36.81. Por otra parte, para el escenario sin contemplar la morfogénesis, se obtuvo un Factor de Seguridad de 37.33.

Se obtuvieron para ambos escenarios un Factor de Seguridad bastante similar; a diferencia de los escenarios de empuje tectónico analizados previamente, se puede decir que ambos escenarios presentan características de estabilidad similares. Cabe aclarar que alcanzar Factores de Seguridad tan altos otorga un indicativo de la posibilidad de que otros tipos de mecanismos de falla se presenten, los cuales muy probablemente no se representen en el modelo por factores como la poca densidad de la malla, el no considerar la influencia del nivel freático, entre otros. El mecanismo de falla que se observa es rotacional, de gran profundidad similar para ambos escenarios.

Figura 6.14 Factor de Seguridad. Escenario Valle de Extensión. A. Considerando la morfogénesis: FS=36.81. B. Condición Ko: FS=37.33.



Estado de esfuerzos

Para este escenario, los esfuerzos que rigen para el desarrollo de la geoforma son los de extensión, los cuales, como se analizó en el capítulo cinco, generan dos zonas de falla específicas en las cuales se concentran las deformaciones cortantes. Por tanto, la distribución de los esfuerzos resultantes presenta total diferencia con los esfuerzos en los ambientes de compresión, a pesar de que hagan, teóricamente, parte del mismo ambiente de formación. En la

Figura 6.15 se puede apreciar la dirección de los esfuerzos principales para ambos escenarios, en los cuales el esfuerzo principal mayor es el vertical y el esfuerzo principal menor tiene una dirección horizontal. Las diferencias entre los modelos son principalmente las magnitudes de este esfuerzo, ya que para varias zonas del modelo inclusive alcanza valores negativos (esfuerzos de tensión).

Se observan diferencias en la dirección de los esfuerzos principales, especialmente en las zonas de falla, donde se genera una rotación de los esfuerzos para el escenario morfogénico. Por otro lado, el escenario convencional presenta un patrón de distribución y dirección de esfuerzos convencional.

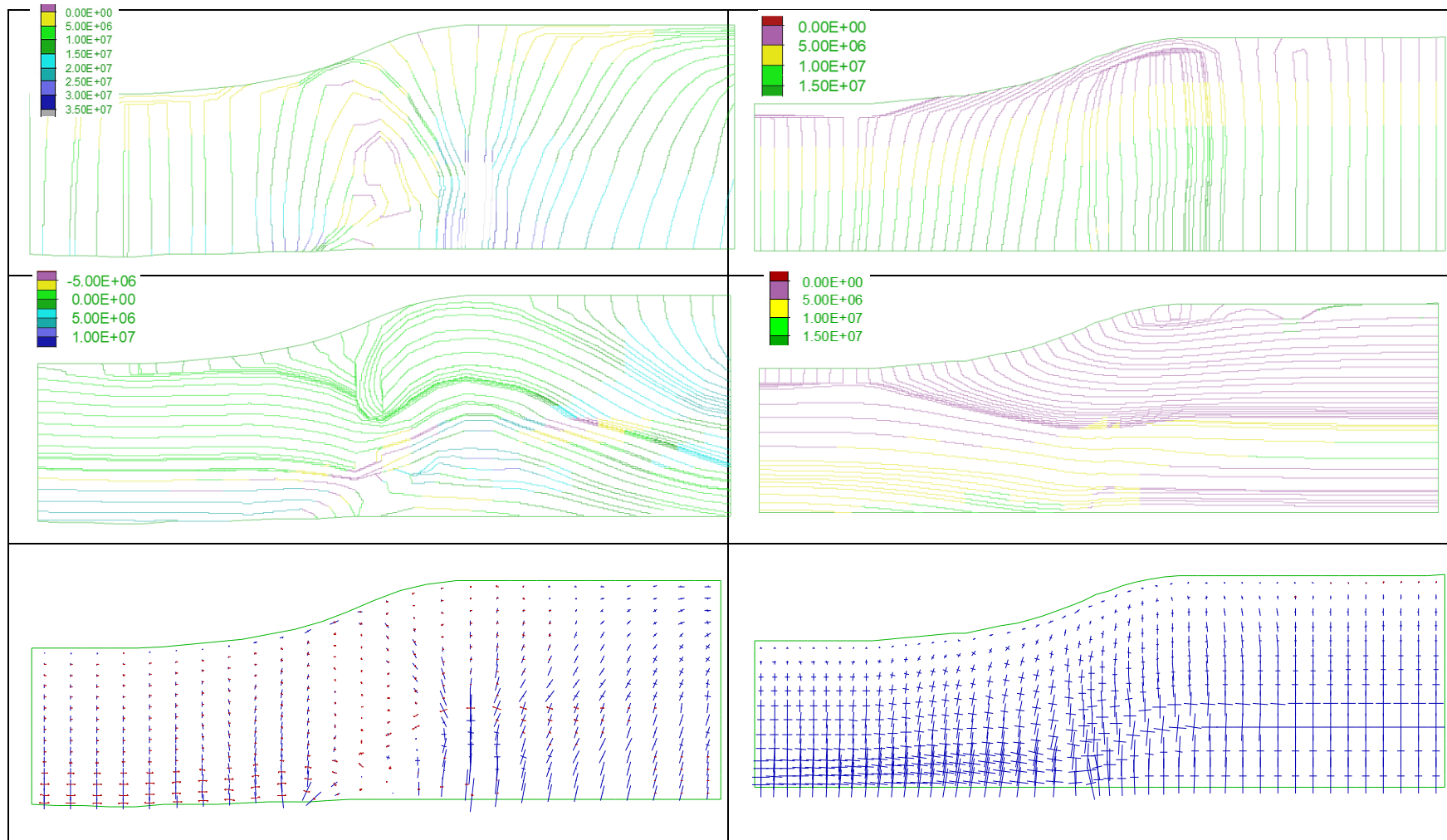


Figura 6.15 Modelo Valle de Extensión. Magnitud y dirección de A. Esfuerzo principal mayor. B. Esfuerzo principal menor. C. Tensor de esfuerzos

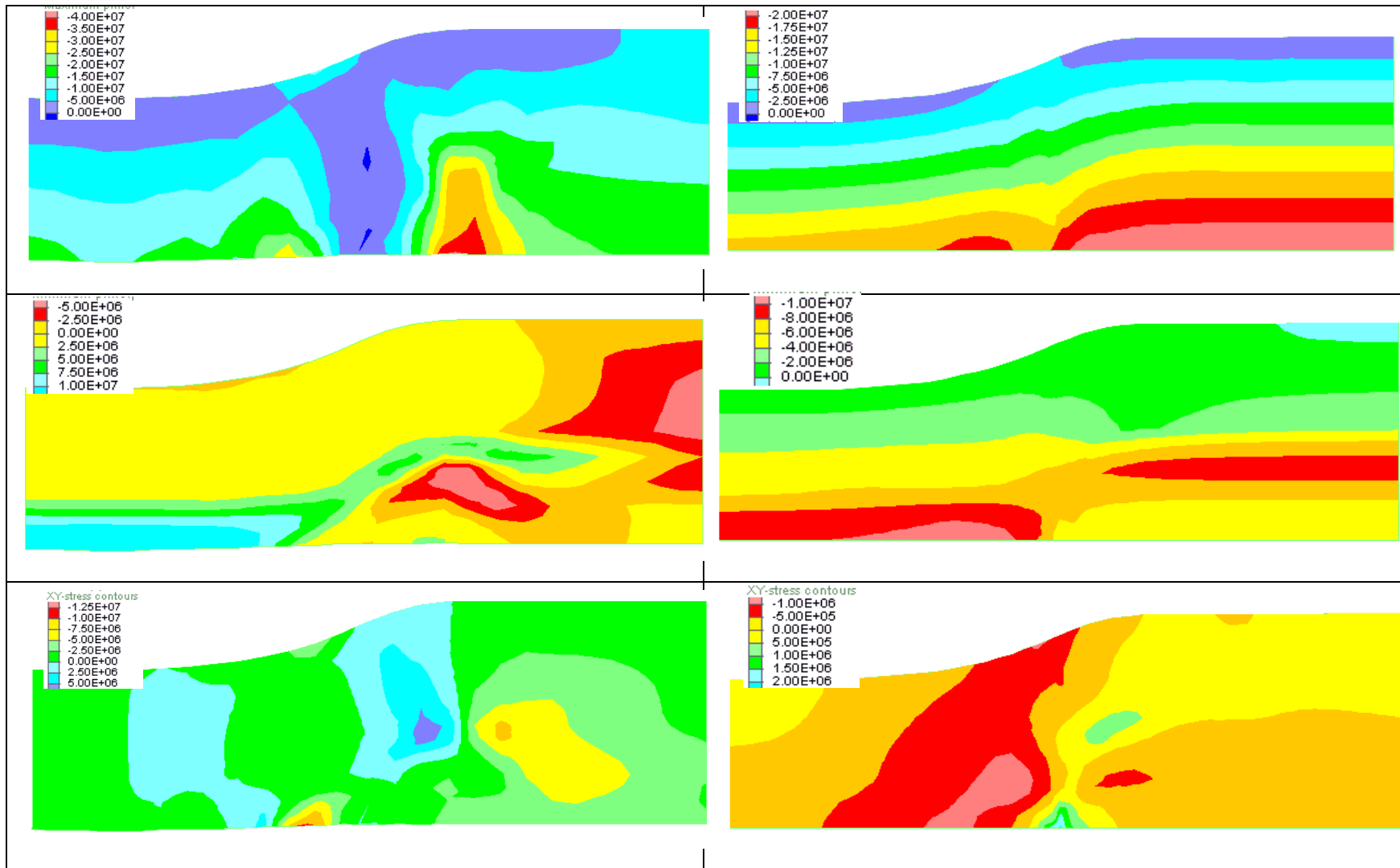


Figura 6.16 Modelo Valle de Extensión. Magnitud y distribución de A. Esfuerzo principal mayor. B. Esfuerzo principal menor. C. Cortantes

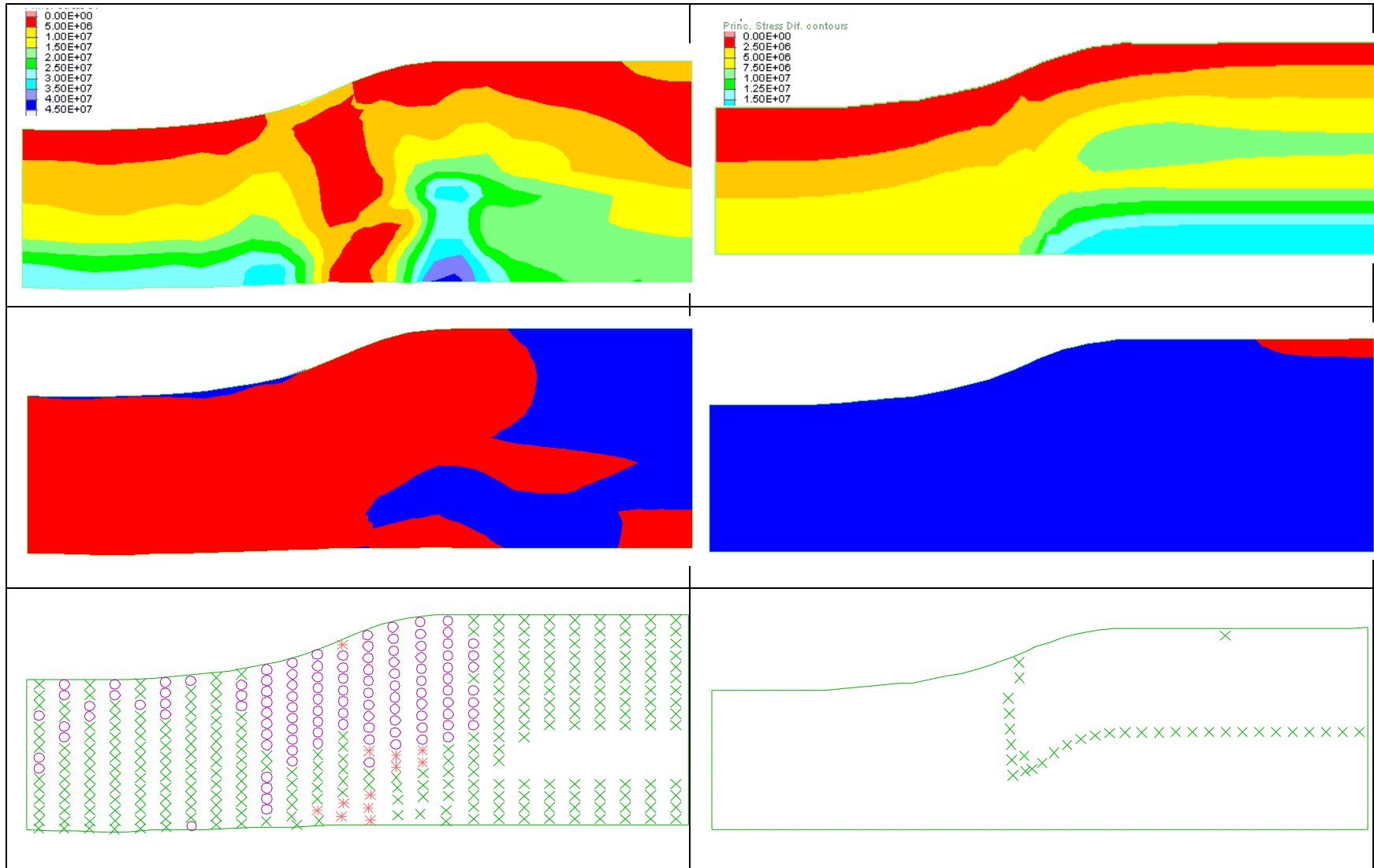


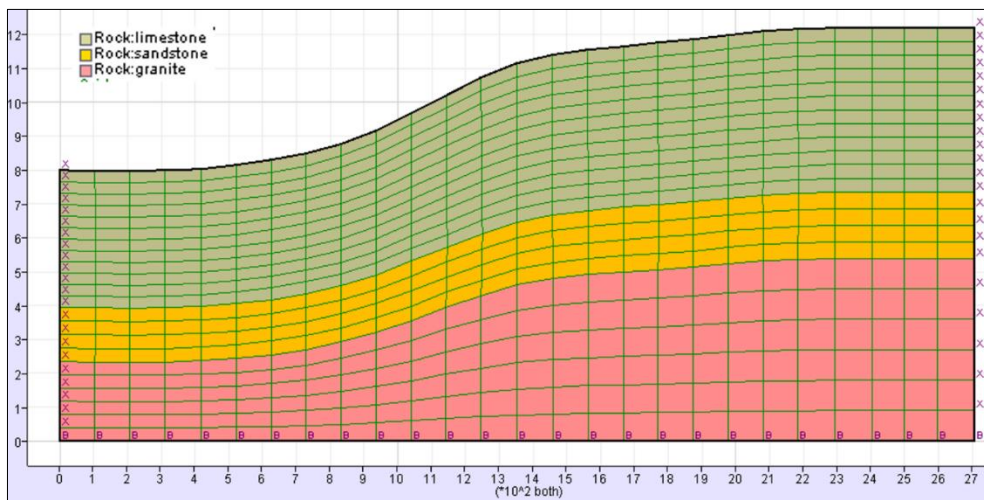
Figura 6.17 Modelo Valle de Extensión. A. Magnitud y dirección del esfuerzo desviador. B. Zonas de compresión y extensión. C. Zonas de plastificación

6.2.2. Extensión con restricción, Half-Graben

El segundo escenario de modelación de extensión tectónica es el de una ladera originado en un Half-Graben; se analiza bajo dos escenarios: uno considerando la morfogénesis y el otro no. Las dimensiones de este escenario de análisis se muestran en la Figura 6.18.

El marco comparativo se realiza bajo dos parámetros principales: el primero es el cálculo del Factor de Seguridad y el segundo es la distribución de los esfuerzos. Al igual que en el escenario anterior, la condición de esfuerzos que gobierna son los de extensión, principalmente en la base de la ladera. La ladera representa el escarpe de falla normal que se genera durante la extensión, zona que influencia de manera significativa la magnitud y distribución de los esfuerzos.

Figura 6.18 Ladera de análisis. Escenario Extensión falla normal



6.2.2.1. MARCO COMPARATIVO

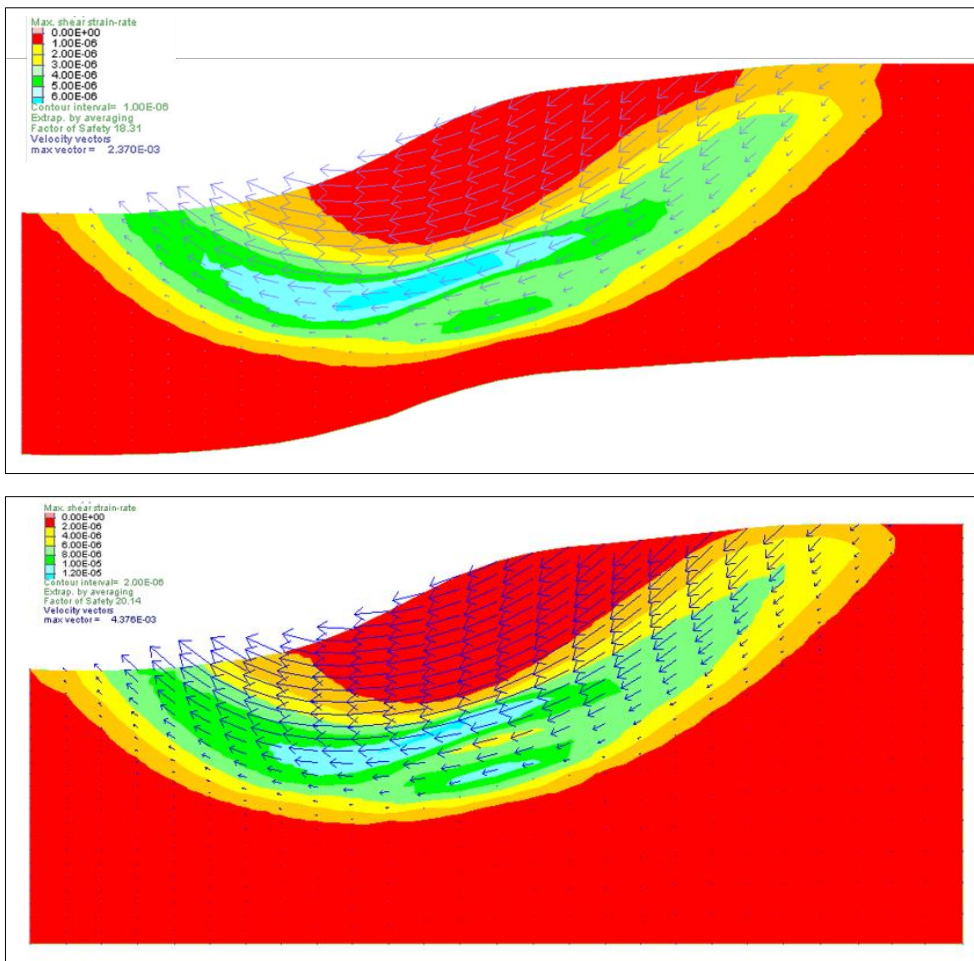
▪ Factor de Seguridad

Se realizó el análisis de Factor de Seguridad para ambos modelos, utilizando la metodología de reducción de parámetros de resistencia, donde se obtuvo para el escenario que considera la trayectoria de esfuerzos en la morfogénesis un Factor de Seguridad de

18.31. Por otra parte, para el escenario sin contemplar la morfogénesis, se obtuvo un Factor de Seguridad de 20.14.

Nuevamente para un escenario de extensión se obtuvieron Factores de Seguridad similares. En la Figura 6.20 se presentan los mecanismos de falla para ambos escenarios, los cuales son de tipo rotacional profundo, lo que indica que el desconfinamiento progresivo de la ladera durante la extensión tectónica aumenta la probabilidad de que se presenten mecanismos de falla rotacionales. Se obtuvo una geoforma de suave pendiente, lo cual, sumado a propiedades geomecánicas altas, dan como resultado Factores de Seguridad altos.

Figura 6.19 Factor de Seguridad Modelo Extensión – Graben. A. Escenario considerando la morfogénesis. FS=18.31. B Escenario convencional. FS=20.14.



Estado de esfuerzos

La condición de esfuerzos en el modelo indica diferencias significativas entre los dos escenarios, principalmente en su magnitud, y la rotación en las zonas de falla. Se considera zona de falla a la superficie de deslizamiento donde la cuña se hundió. En la Figura 6.20 se observa la distribución de esfuerzos principales para ambos escenarios, donde, para el escenario convencional se presenta un incremento de los esfuerzos uniformes con respecto a la profundidad, por otro lado, el modelo morfogenético presenta magnitudes menores e incrementos con respecto a la profundidad poco uniformes. El esfuerzo principal menor en el modelo morfogenético es de tensión, asociado a la descarga de la ladera por el hundimiento de la cuña de falla. El cambio de dirección de esfuerzos principales se observa en la Figura 6.22.

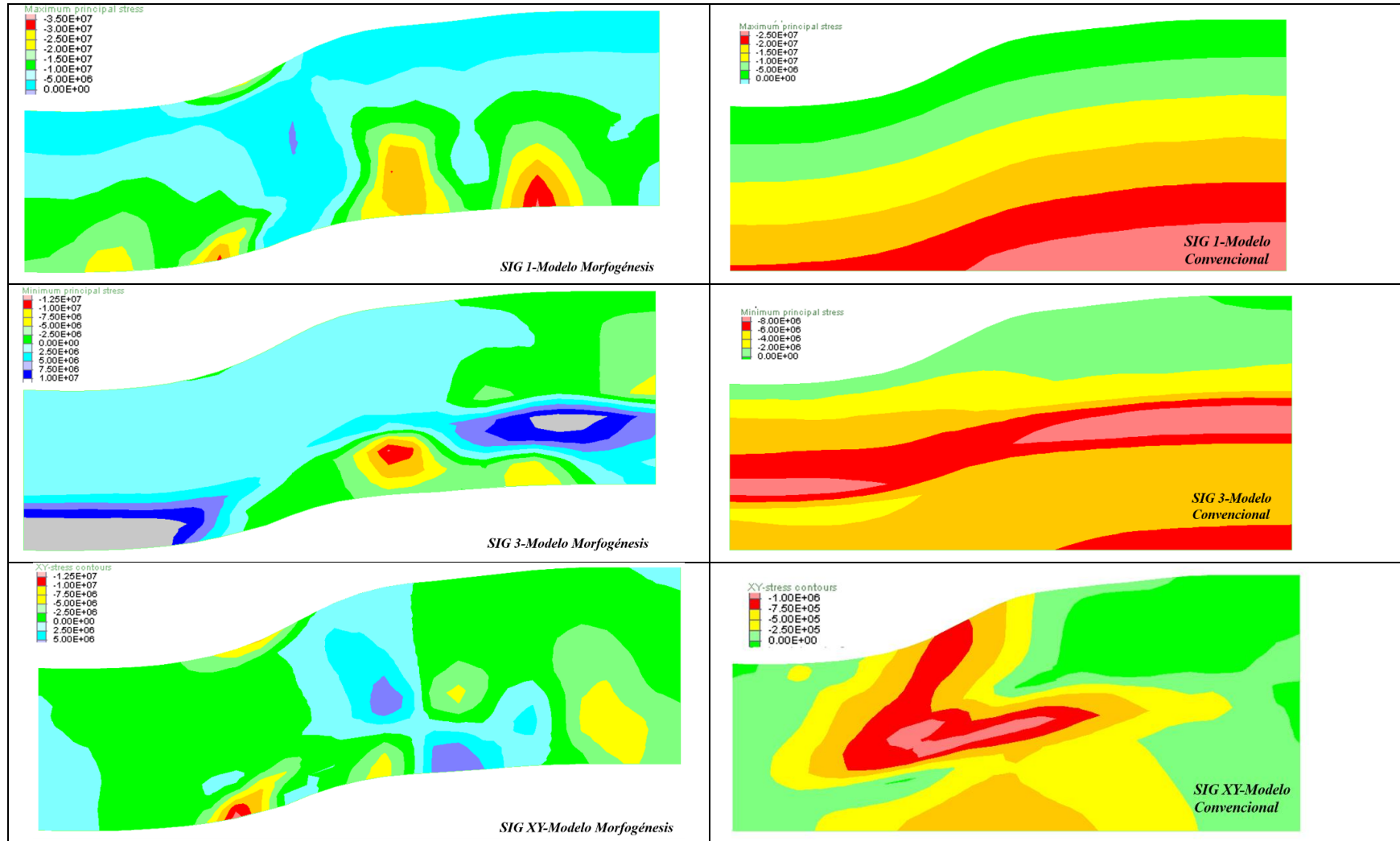


Figura 6.20 Distribución y magnitud de esfuerzos para los escenarios A. Considerando la morfogénesis y B. modelo convencional. De los esfuerzos 1. Principal mayor. 2. Principal menor. 3. Cortante

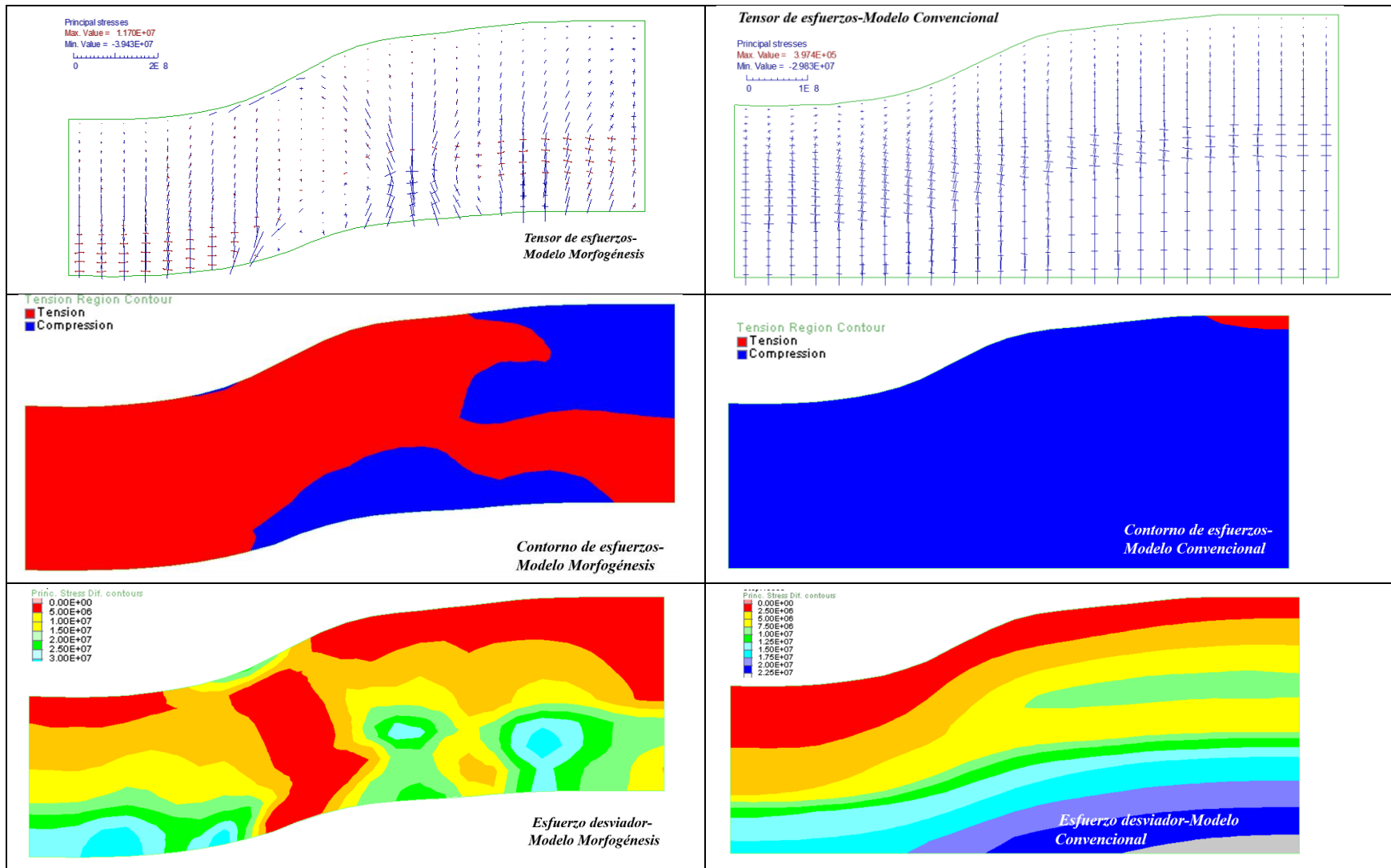


Figura 6.21 Modelo Extensión-Graben. A. Tensor de esfuerzos. B. Zonas de compresión y extensión. C. Esfuerzo diferencial

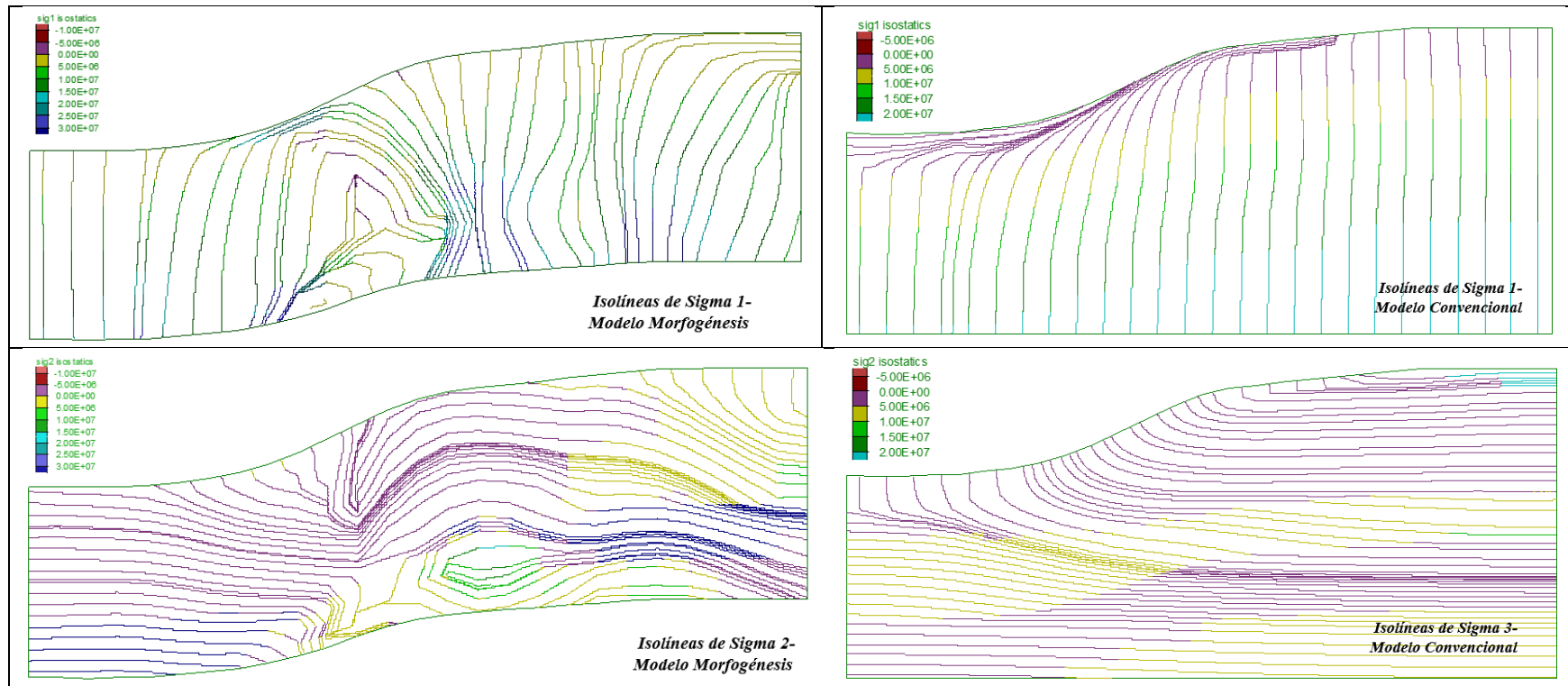
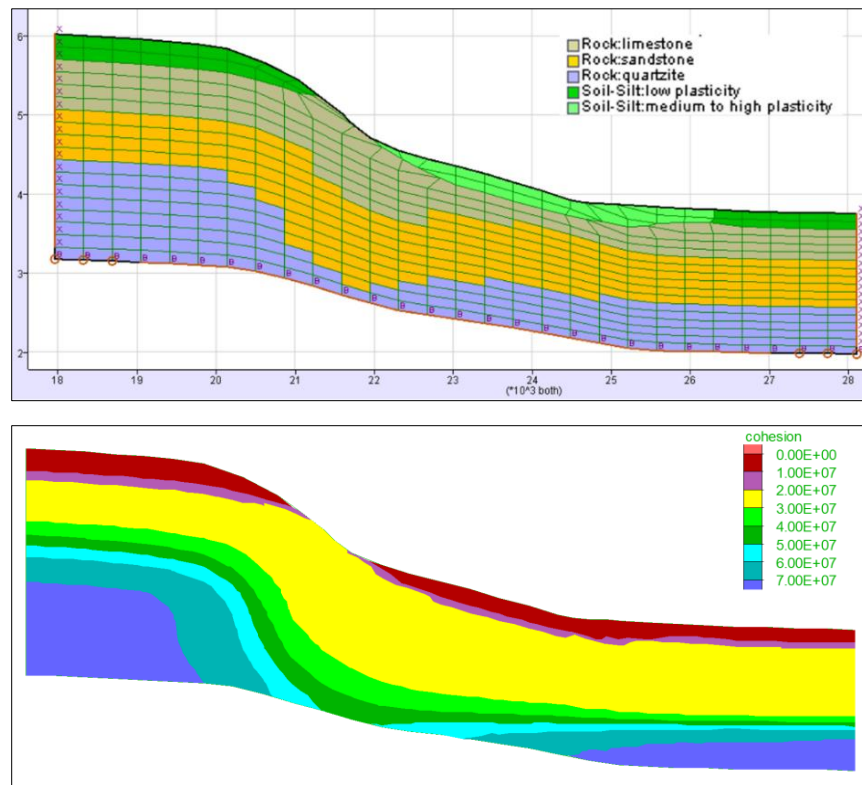


Figura 6.22 Distribución, magnitud y dirección de esfuerzos para los escenarios A. Considerando la morfogénesis y B. modelo convencional. De los esfuerzos 1. Principal mayor. 2.Principal menor.

6.3. Modelo denudacional-erosión

La ladera de análisis para el escenario del ambiente denudacional de erosión, es el formado en la zona de avance de la cuña de falla, en el cual se realizó la modelación de varios ciclos de desprendimiento y depositación por deterioro del material y ciclos de descarga por erosión. Sus dimensiones y estratigrafía se presentan en la Figura 6.23. Se realiza la comparación con una ladera de misma estratigrafía y morfometría pero diferente condición de esfuerzos. Debido a que durante la compresión tectónica se realizaron varios ciclos de re-enmallado, los plegamientos se distorsionan debido a la baja finura de la malla para la zona específica de la ladera. Sin embargo, aunque la continuidad de estratos se observa distorsionada en el modelo, los parámetros de resistencia y las características elásticas de los materiales se interpolan obteniendo una distribución de estos de mayor continuidad como se observa en la Figura 6.23.

Figura 6.23 A. Ladera de análisis. Escenario Modelo denudacional- Erosión. B. Distribución de la cohesión en la ladera.



El marco comparativo se realiza bajo dos parámetros principales: el primero es el cálculo del Factor de Seguridad y el segundo es la distribución de los esfuerzos. Al considerar los procesos geomorfológicos de compresión tectónica y erosión superficial, los cuales son de menor magnitud e intensidad, se obtiene una distribución de esfuerzos variada en el modelo, donde los estratos profundos se rigen por esfuerzos de compresión mientras que los materiales superficiales tienen descargas que liberan estos esfuerzos de compresión.

▪ **Factor de Seguridad**

Al final de la modelación, los procesos de meteorización y de erosión modelados, dieron como resultados la estratigrafía nueva, donde se observa que en la ladera de análisis hay tres tipos de materiales de estabilidades diferentes. El primero se encuentra en la corona de la ladera, el cual es un limo de baja plasticidad producto de la meteorización de la roca madre. El segundo es el material meteorizado, erosionado y posteriormente depositado en la pata de la ladera. El tercero es la roca limolita a mayores profundidades y que aflora en una zona de la ladera.

Se calcula el Factor de Seguridad para cada uno de estos materiales de manera independiente. En la Figura 6.24 se observan los Factores de Seguridad obtenidos para cada material, donde para el material de la corona fue de 1.26 para el modelo morfogenético y de 1.29 para el modelo convencional. Para el material depositado fue de 2.28 para el morfogenético y de 1.99 para el modelo convencional. Y para la falla general se obtuvo un factor de 6.27 para el morfogenético y de 6.36 para el convencional.

• **Estado de esfuerzos**

Se analizó la diferencia entre la distribución, magnitud y dirección de los esfuerzos en la ladera que se ha visto sometida a procesos de erosión y desprendimiento del material. Siguiendo las metodologías de modelación explicadas en capítulos anteriores, para este escenario se modeló la acción de procesos tanto de compresión tectónica como de descarga denudacional. La magnitud de los esfuerzos principales que se observan en la Figura 6.25, donde para el modelo morfogenético existe una alta semejanza en la magnitud de esfuerzos en los estratos profundos, con los obtenidos en las modelaciones de compresión tectónica. Por otro lado, en la parte superior, especialmente en la mayor parte del cuerpo de la ladera se presentan magnitudes similares a las obtenidas en el modelo convencional.

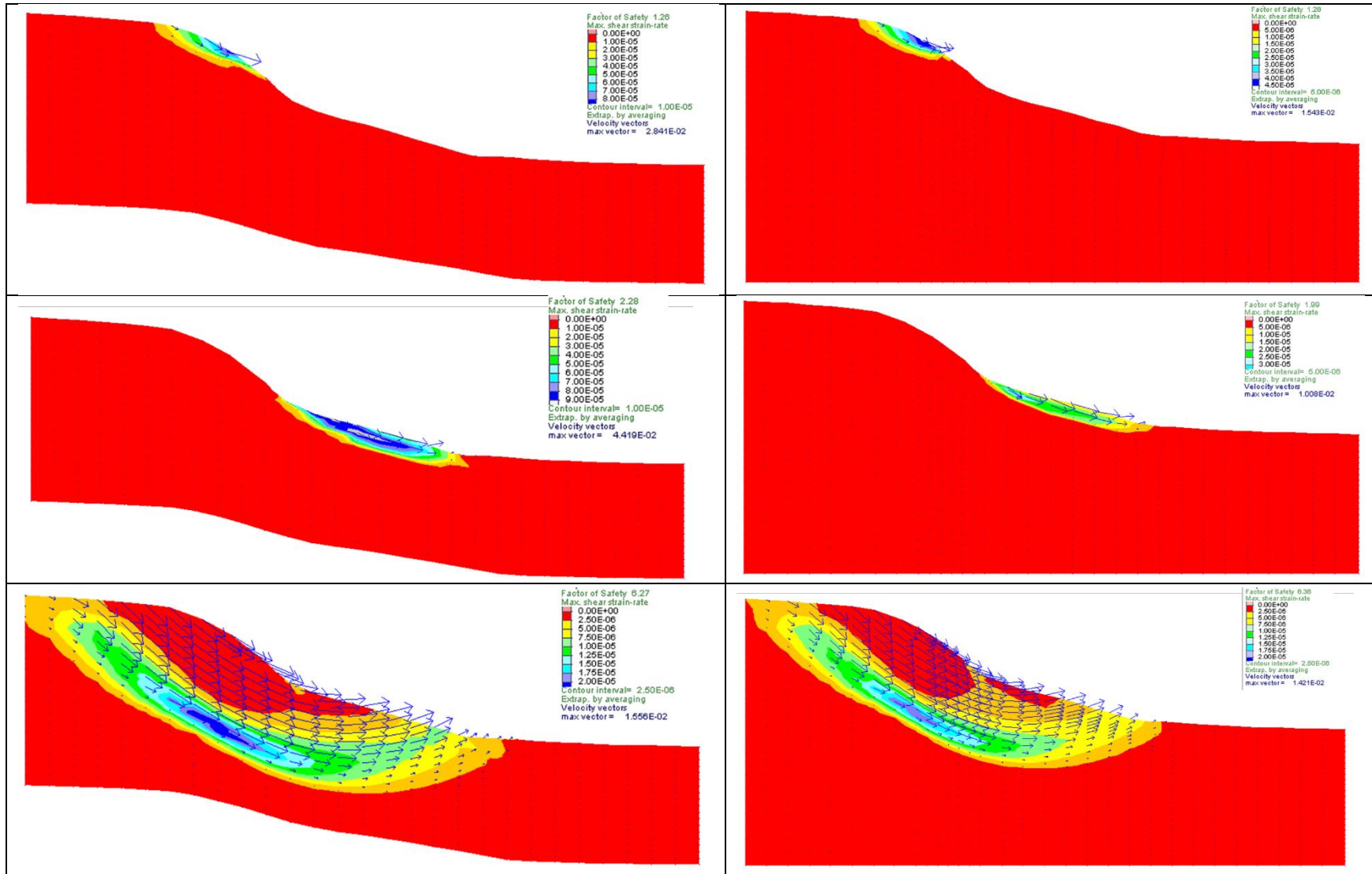


Figura 6.24 Factores de Seguridad para los modelos A. Morfogenéticos y B. Convencional; para 1. Material en la corona de la ladera. 2. Material depositado y 3. Falla general

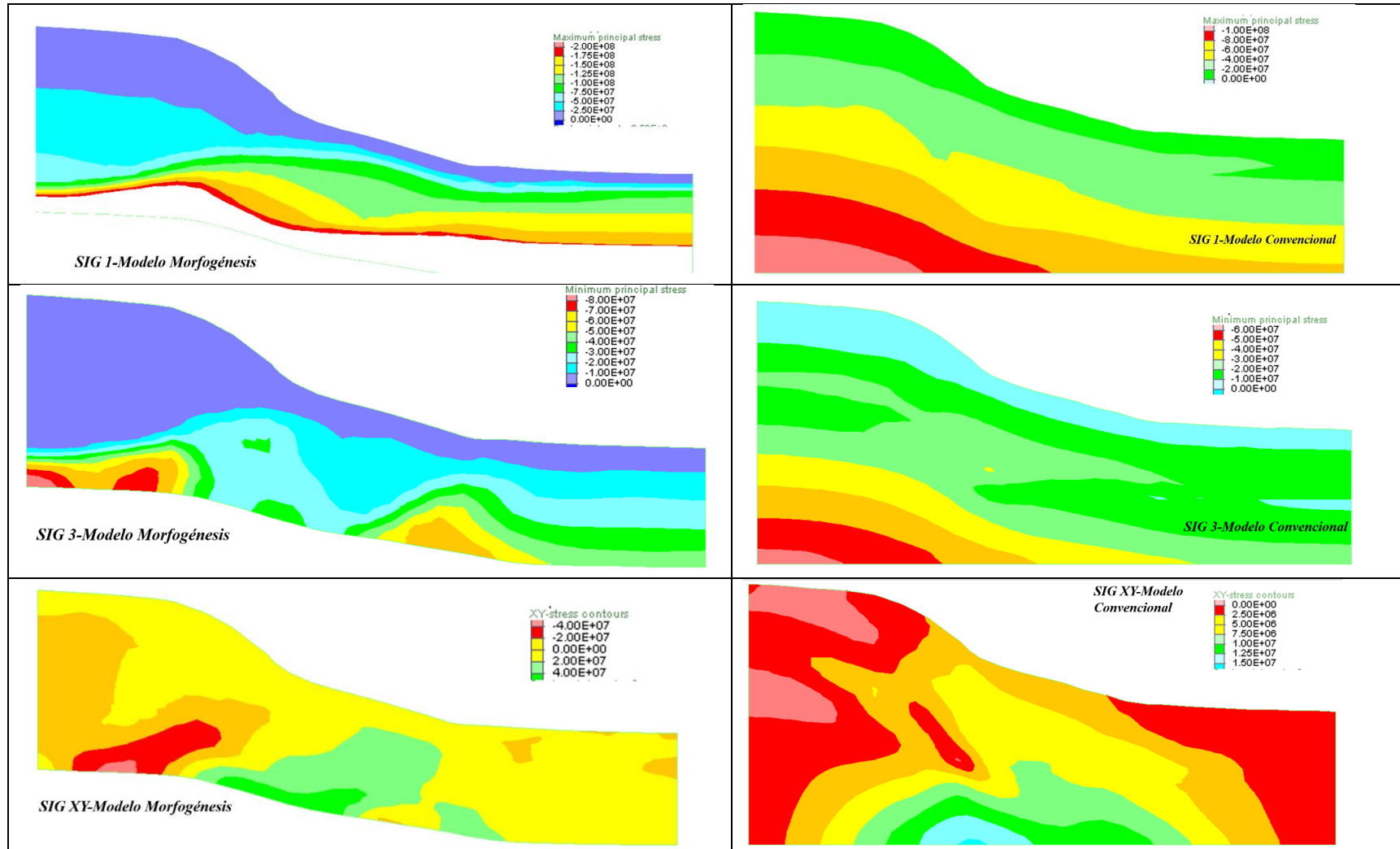


Figura 6.25 Modelo denudacional- Erosión: Distribución y magnitud de esfuerzos para los escenarios A. Considerando la morfogénesis y B. modelo convencional. De los esfuerzos 1. Principal mayor. 2. Principal menor. 3. Cortante

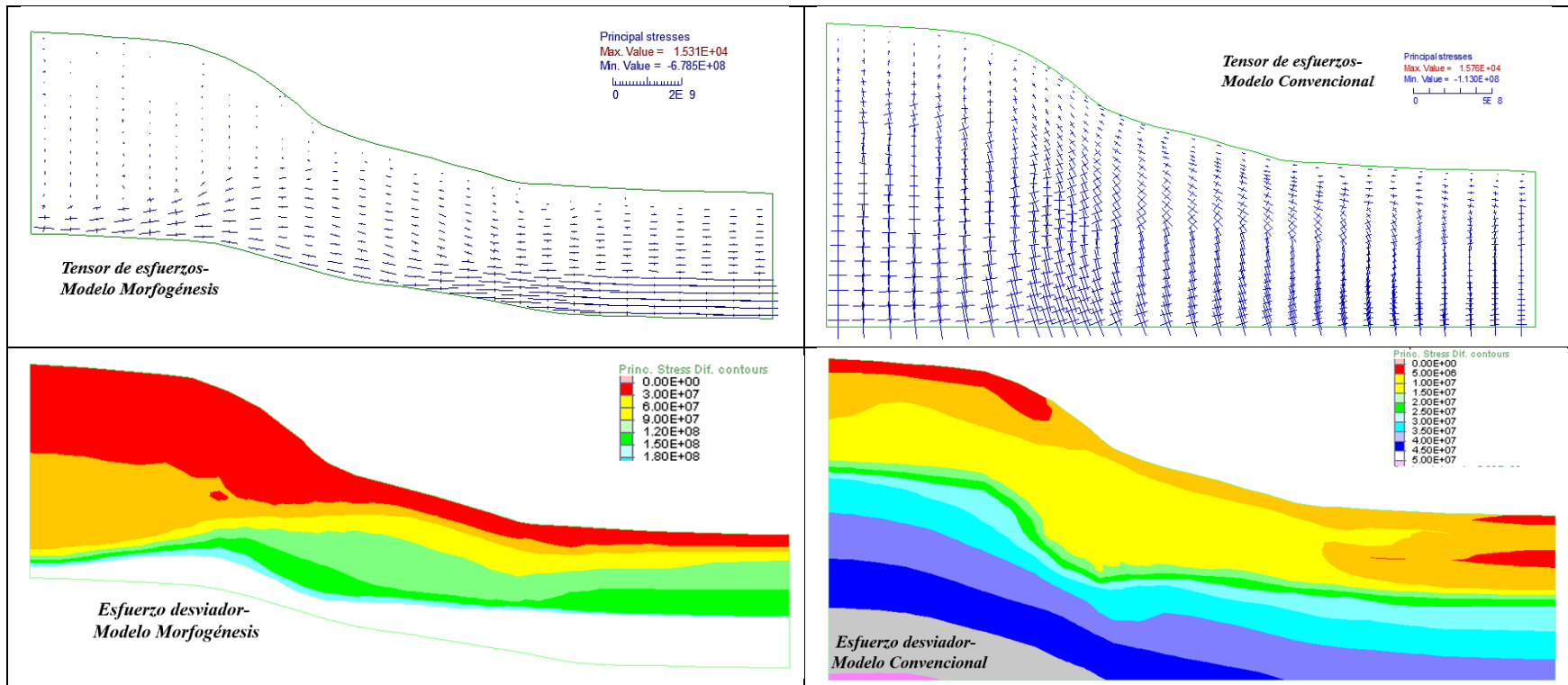


Figura 6.26 Modelo escenario erosional. A. Tensor de esfuerzos. B. Esfuerzo desviador.

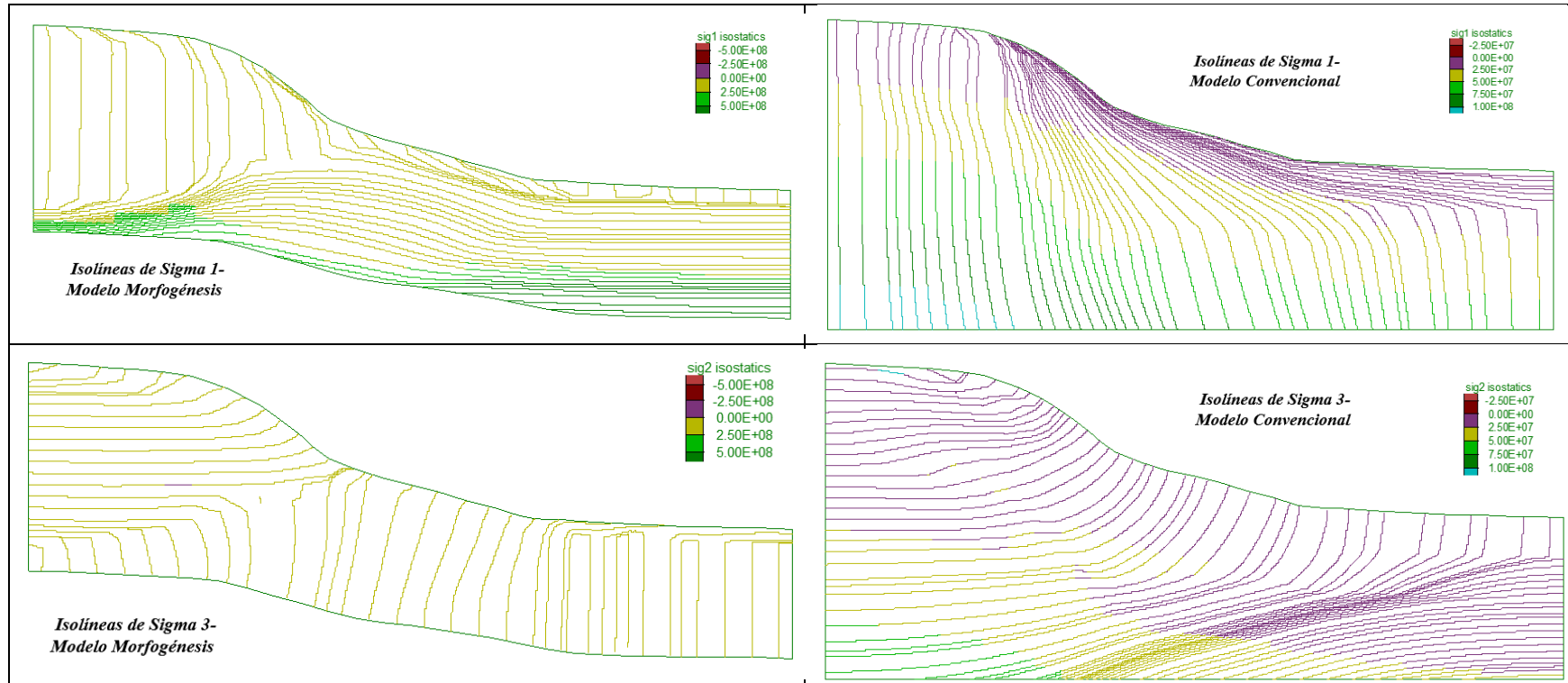


Figura 6.27 Modelo escenario erosional. Dirección de esfuerzos principales A. Mayores. B. Menores.

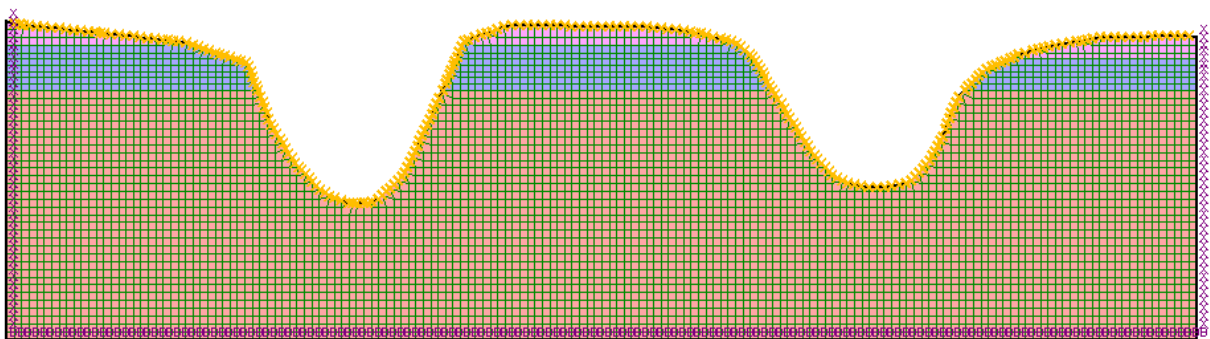
6.4. Modelo fluvial

Al realizar la modelación del escenario fluvial, se obtuvieron dos canales de ríos, teniendo 4 posibles laderas de análisis. Teniendo en cuenta los mecanismos de falla propuestos por Hutchinson [31] para este tipo de geformas, donde se observa la influencia de las laderas de una misma montaña, pudiéndose presentar mecanismos de falla profundos que pueden sobreponerse o influenciar, los mecanismos de falla de la ladera consecuente; se propone realizar la modelación de todo el ambiente y no analizar las laderas de manera independiente. Las dimensiones del modelo se presentan en la Figura 6.28.

Se analiza la geoforma considerando su morfogénesis y comparada con otra en la cual no se consideran sus procesos de formación. El marco comparativo se realiza bajo dos parámetros principales: el Factor de Seguridad y la distribución de los esfuerzos.

La condición de esfuerzos que gobierna este modelo es la convencional de laderas de alta pendiente, donde los esfuerzos principales son paralelos a la superficie de la ladera y zonas de tracción en su corona. En el escenario donde se considera la morfogénesis, la trayectoria de esfuerzos es principalmente de descarga, y en menor intensidad la carga por depositación del material transportado, estos procesos de descarga generan esfuerzos de tracción tanto en la corona como en el cuerpo de la ladera y una forma importante en su base, donde se generan levantamientos del lecho del río, mecanismo de falla tipo *Rebote* enunciado por Hutchinson [31] en estos ambientes de formación.

Figura 6.28 Escenario de modelación del Ambiente Denudacional Fluvial

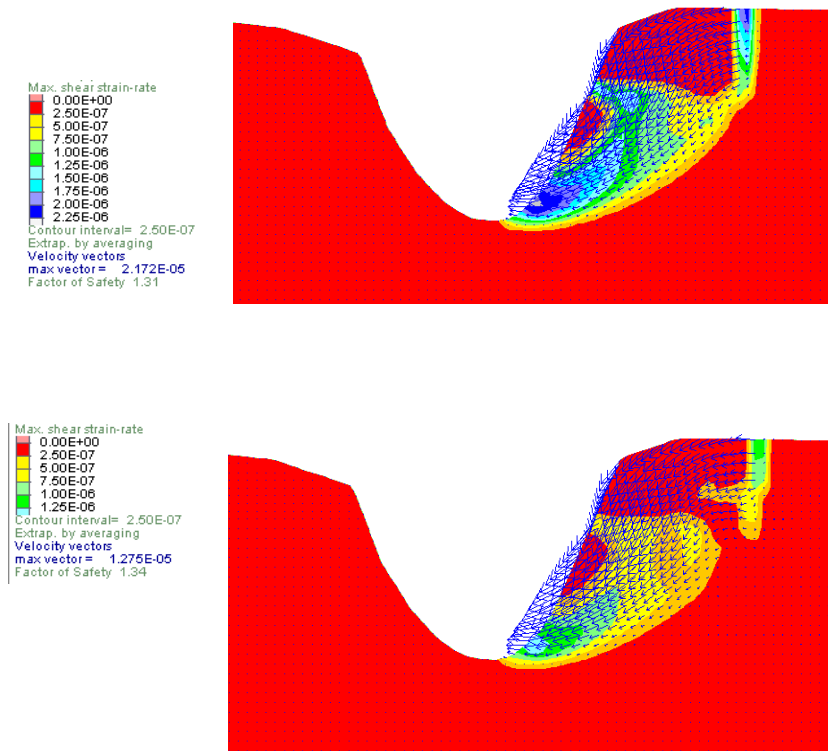


▪ Factor de Seguridad

Al realizar la reducción de los parámetros de resistencia en todo el modelo para determinar el Factor de Seguridad, se obtuvo que la ladera de mayor probabilidad de falla es el escenario morfogenético como se observa en la Figura 6.29, donde el Factor de Seguridad calculado para el escenario morfogenético fue de 1.31 y para la modelación convencional fue de 1.34.

Ambas modelaciones indican un mecanismo de falla compuesto, donde para la parte superior de la ladera se presentan grietas de tracción y en su pata mecanismos rotacionales. Las grietas de tracción se asocian al alta pendiente de la ladera y, para el escenario morfogenético, a los procesos de erosión fluvial que desconfiaron el material, generando esfuerzos de tensión. Los vectores de velocidad indican adicionalmente, que la velocidad del movimiento es mayor para el modelo que considera la morfogénesis.

Figura 6.29 Factor de Seguridad modelo denudacional fluvial. A. Modelo morfogenético FS=1.31 B. Modelo convencional. FS=1.34.



Estado de esfuerzos

Este modelo es de una escala espacial relativamente menor a los escenarios previamente modelados, por lo cual se obtienen magnitudes de esfuerzos de menor grado. Este escenario modela una ladera de mayor interés para la Ingeniería Civil, donde las laderas para estos ambientes interactúan constantemente con obras de ingeniería. La diferencia entre los modelos considerando y no la morfogénesis radica principalmente en la distribución y dirección de esfuerzos más que en su magnitud. No obstante, las diferencias de distribución y dirección son relativamente bajas, donde la mayor diferencia se observa en las zonas de esfuerzos a tensión.

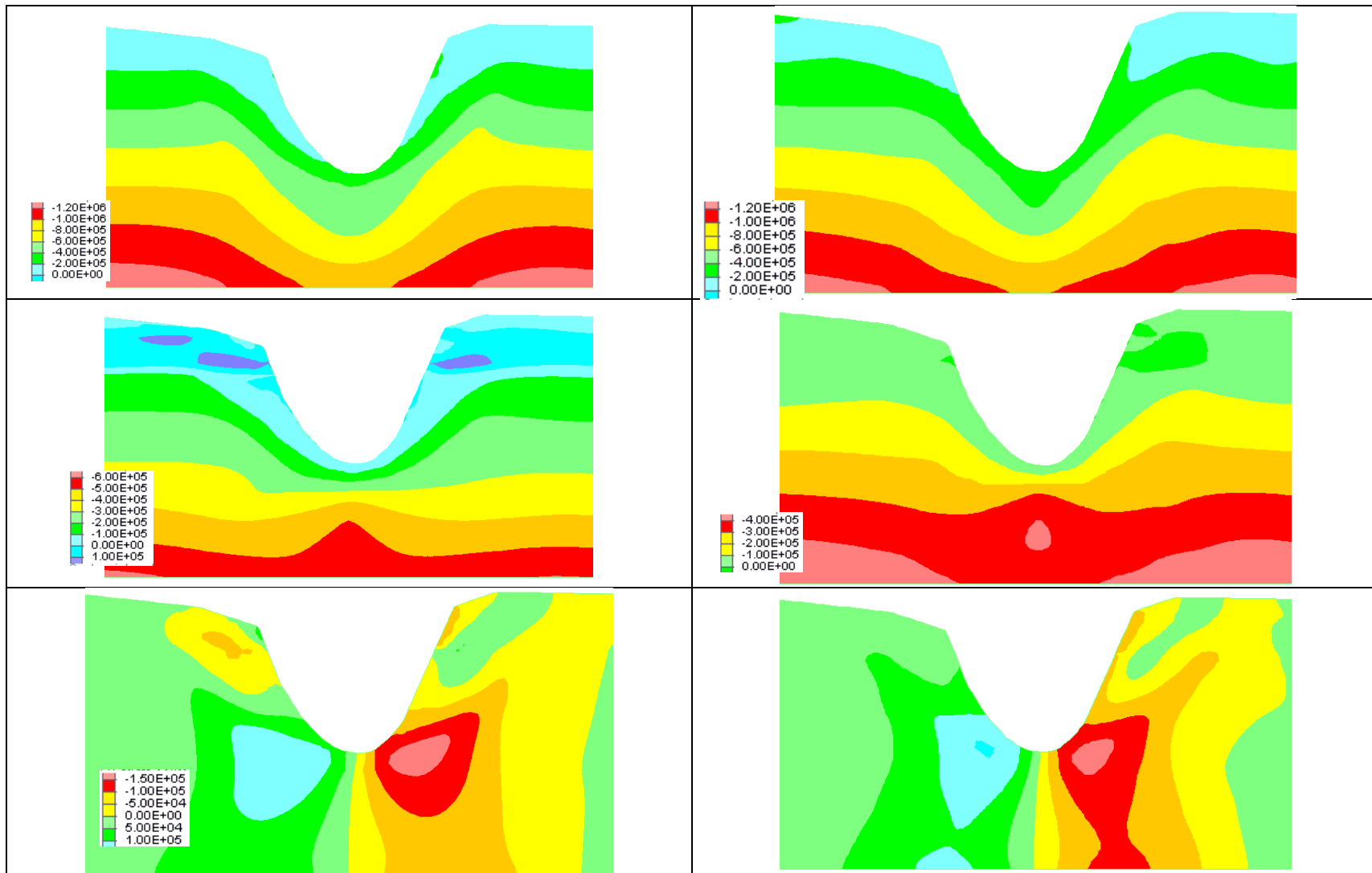


Figura 6.30 Modelo ambiente fluvial. Magnitud y distribución de esfuerzos A. Principal mayor. B. principal menor. C. Cortante.

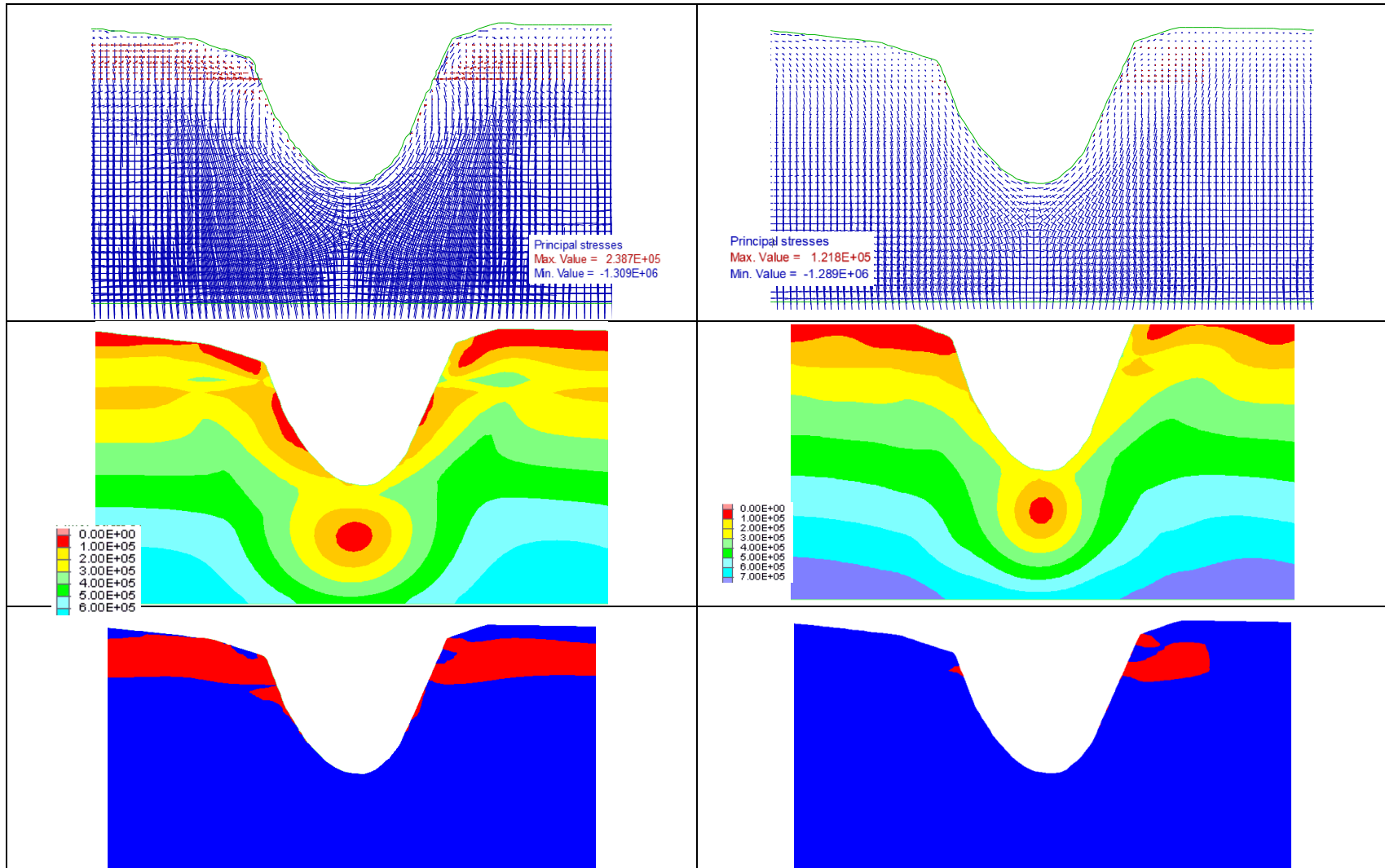


Figura 6.31 Modelo ambiente fluvial. A. Tensor de esfuerzos. B. Esfuerzo diferencial. C. Zonas de compresión y de tensión

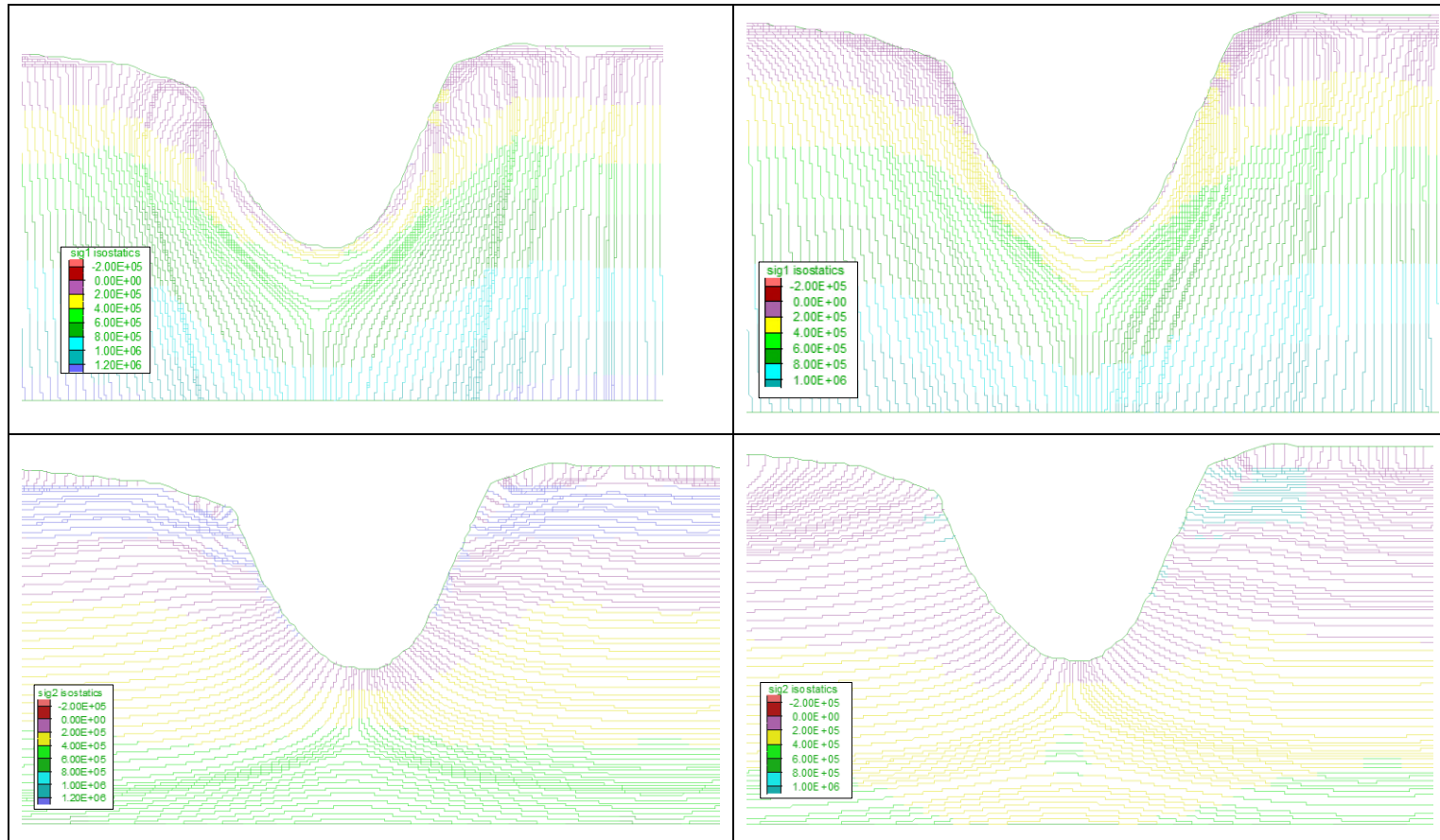
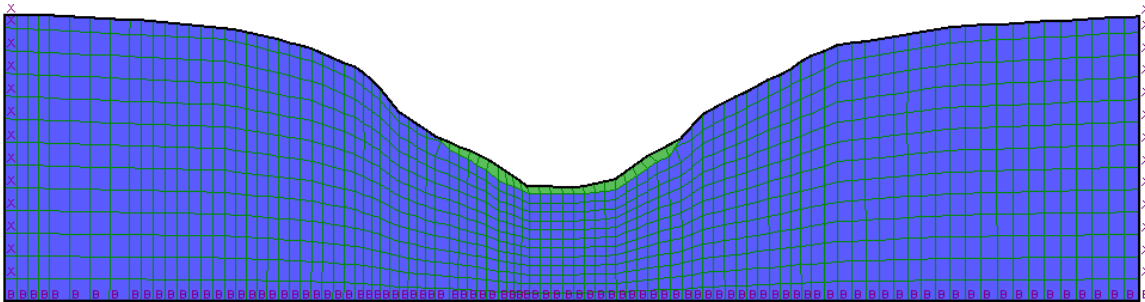


Figura 6.32 Modelo fluvial. Magnitud, dirección y distribución de los esfuerzos principales. A. Mayores. B. Menores.

6.5. Modelo progresivo

Las fases de modelación del escenario progresivo, se enfocó en modelar los procesos de denudación por erosión y fluvial en el valle formado posterior al levantamiento tectónico, por tanto, el análisis de distribución de esfuerzos y de estabilidad se realizará para las dos laderas que definen el canal del río. En la Figura 6.33 se presenta la morfometría final de la modelación.

Figura 6.33 Ladera de análisis. Escenario progresivo



Se realiza la comparación con una ladera de misma estratigrafía y morfometría pero sin considerar ninguna de las fases de formación del relieve, esta se basa en dos parámetros principales: el cálculo del Factor de Seguridad y la distribución de los esfuerzos. Al considerar los procesos geomorfológicos de compresión tectónica durante la fase 1, los esfuerzos que rigen durante esta fase fueron de compresión, donde el esfuerzo principal mayor es horizontal. Para la segunda fase, se modelan ciclos de desprendimiento y depositación, los cuales modifican la distribución de esfuerzos superficialmente, reduciendo los esfuerzos de compresión. La fase final hace una descarga significativa en el lecho del río, reduciendo el esfuerzo vertical en la base.

▪ Factor de Seguridad

Al final de la modelación de los procesos geomorfológicos consecutivos, se obtuvo el perfil estratigráfico y la geofoma ilustrada en la Figura 6.33. Se tiene como resultado dos materiales, uno en la base del río, el cual es la roca arenisca moderadamente meteorizada,

y la roca madre, la cual es la arenisca sin grados de meteorización. El comportamiento de ambos materiales es diferente, por lo cual se realizó el cálculo del Factor de Seguridad para cada material y se comparó con el escenario que no considera la morfogénesis.

En la Figura 6.34 se presenta el resultado del Factor de Seguridad para la roca meteorizada en el lecho del río; para el escenario morfogenético se obtuvo un valor de 1.42, donde el mecanismo de falla es tipo traslacional, donde el material movilizado en la capa superficial de la roca puede ser también un deslizamiento tipo flujo o caída de detritos; para el escenario convencional se obtuvo un factor de 1.58 (Ver Figura 6.35), presentándose el mismo mecanismo de falla de deslizamiento superficial del material meteorizado, pero en este caso en los dos costados del lecho del río.

Estado de esfuerzos

La condición de esfuerzos en la ladera presenta grandes diferencias entre escenarios de análisis. Se observa principalmente que las magnitudes de los esfuerzos principales en el escenario que considera la morfogénesis es 10 veces mayor para los estratos profundos y la dirección de este es horizontal. Esto se ha visto en todas las modelaciones donde se consideran los procesos de empuje tectónico. En la corona de la ladera las magnitudes son más similares como se muestra en la Figura 6.36.

En la

Figura 6.38 se presenta la dirección de los esfuerzos principales, donde se observa que el esfuerzo principal mayor es horizontal, y que, aunque se generan procesos de descarga de ambos tipos, erosionales y fluviales, la condición de esfuerzos que sigue rigiendo es la de compresión. Solo en la zona superior de la cuña deslizada se observa que se tienen esfuerzos principales verticales, esto indica como la falla influye en la distribución de esfuerzos.

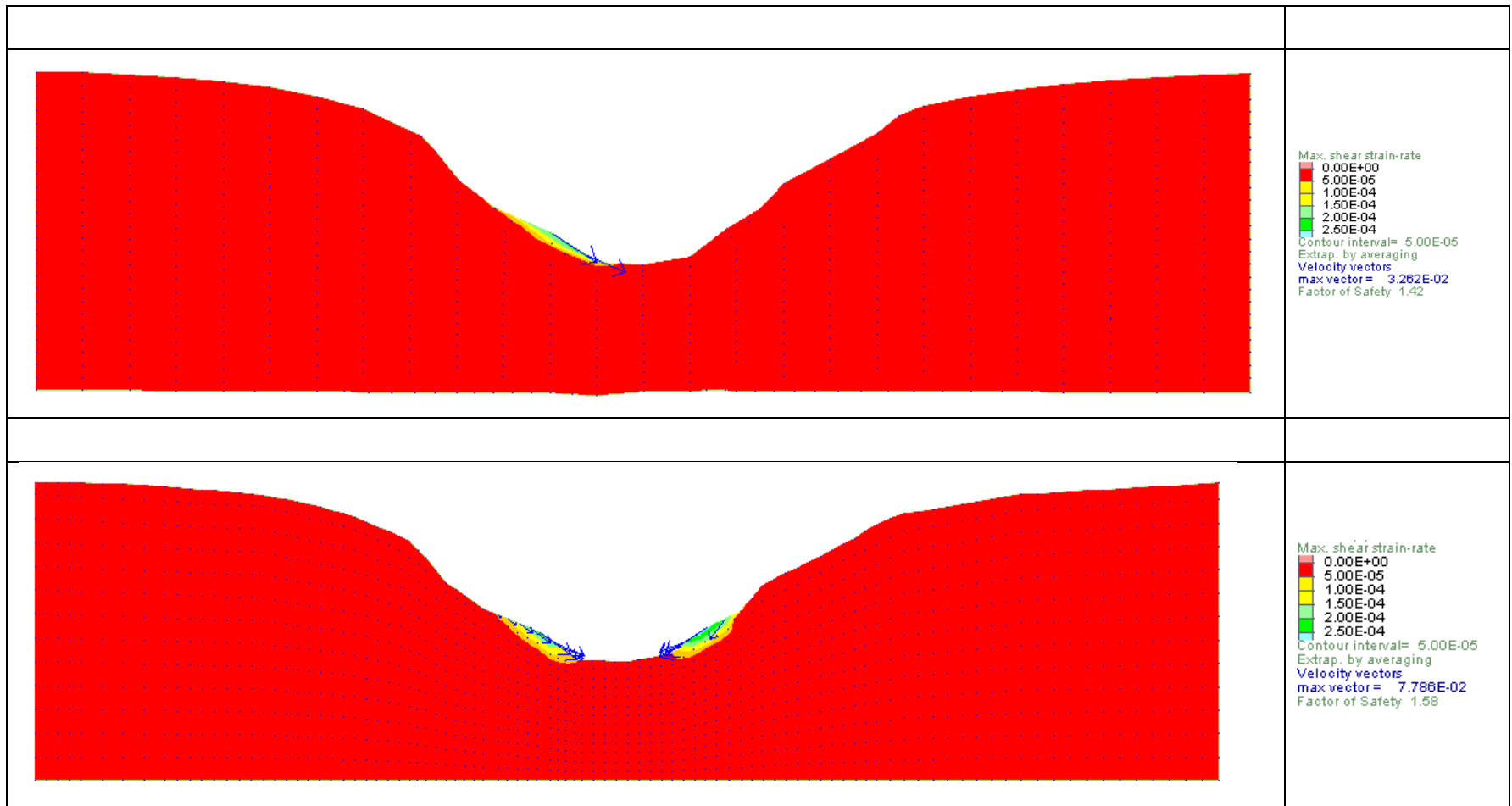


Figura 6.34 Factor de Seguridad del escenario progresivo para la roca moderadamente meteorizada para A. Escenario morfogenético. FS=1.42. B. Escenario convencional FS=1.58.

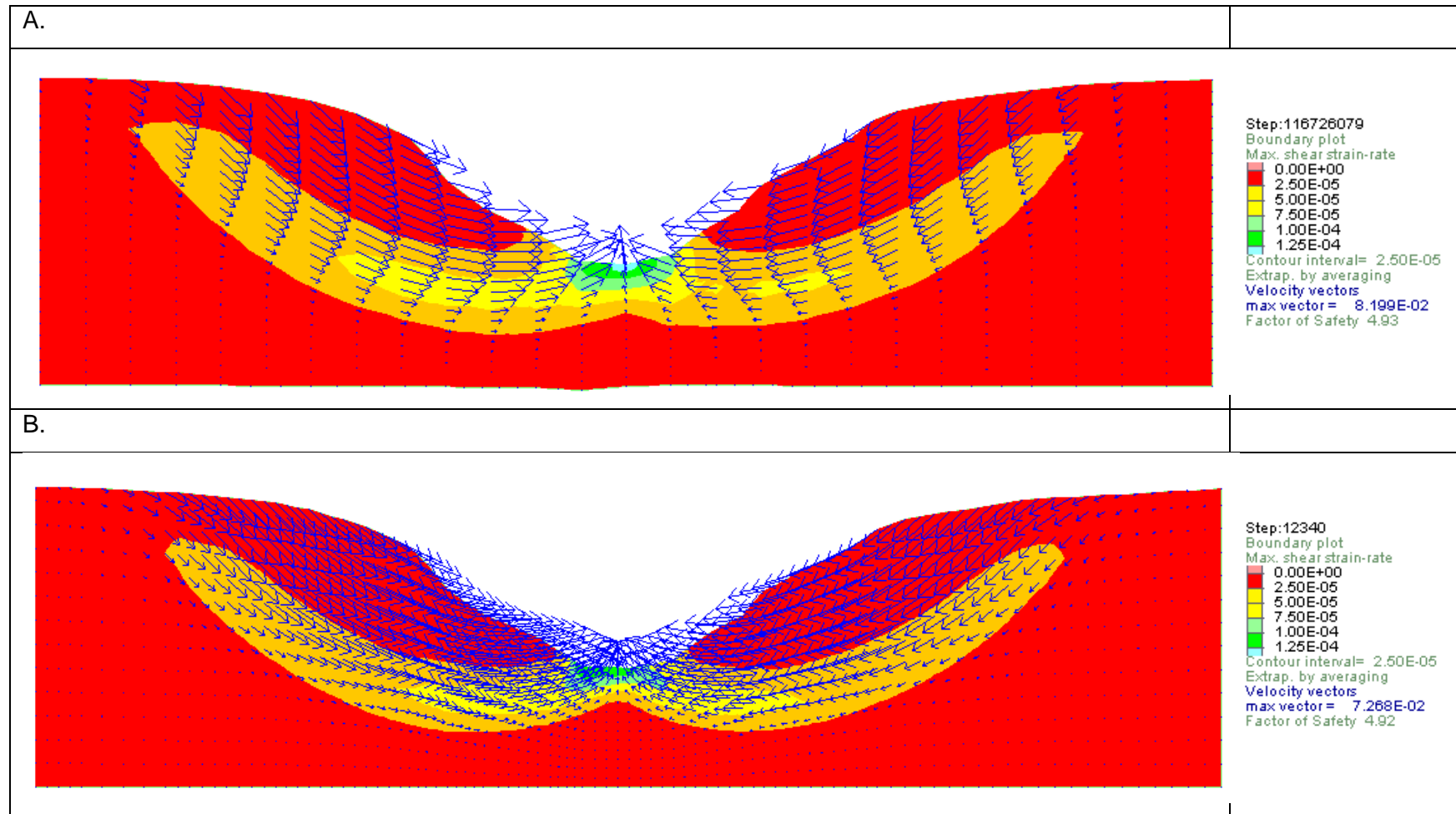


Figura 6.35 Factor de Seguridad del escenario progresivo para falla general A. Escenario morfogenético. FS=4.93. B. Escenario convencional FS=4.92.

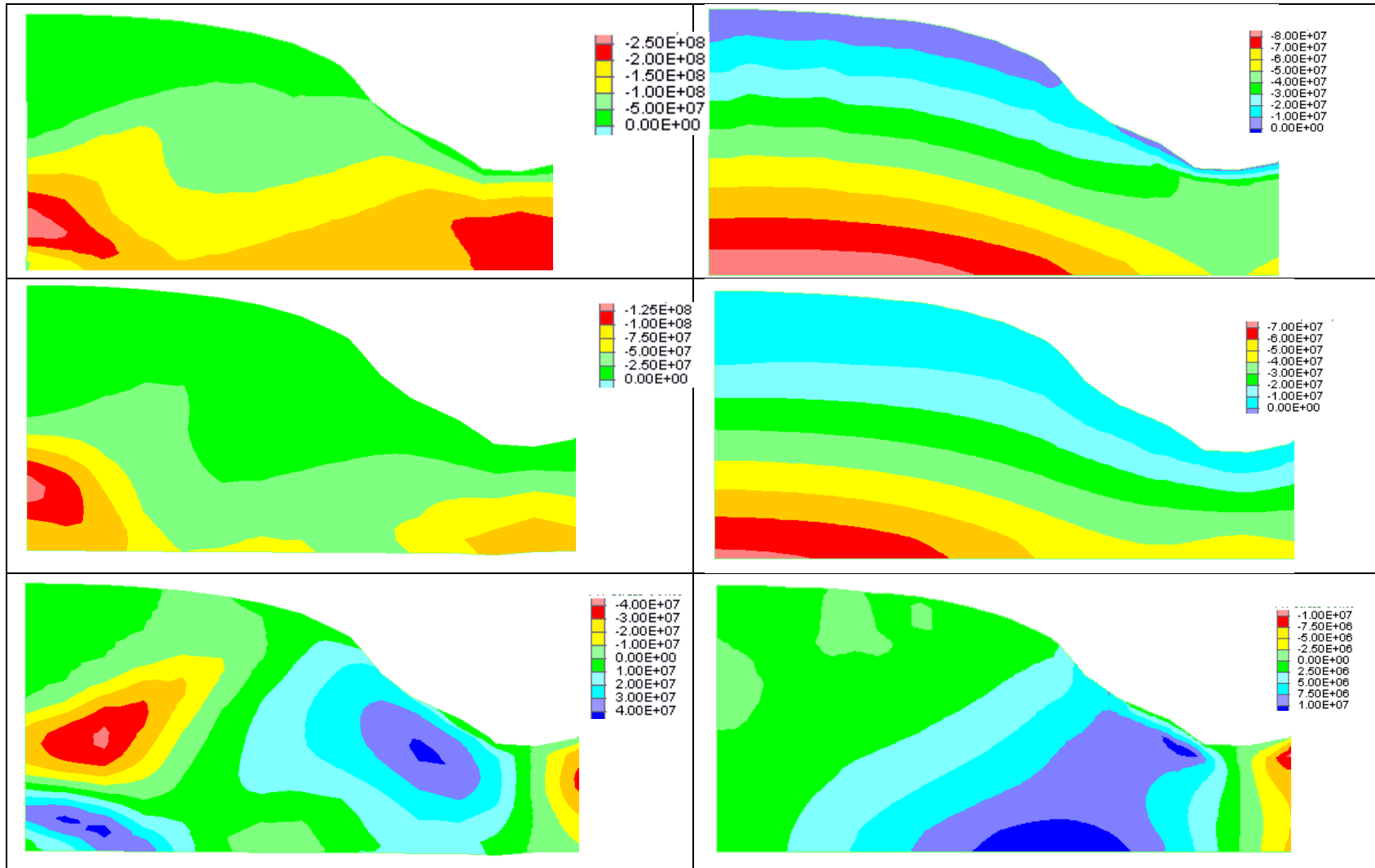


Figura 6.36 Modelo escenario progresivo. Esfuerzos A. Principal mayor. B. Principal menor. C. Cortante

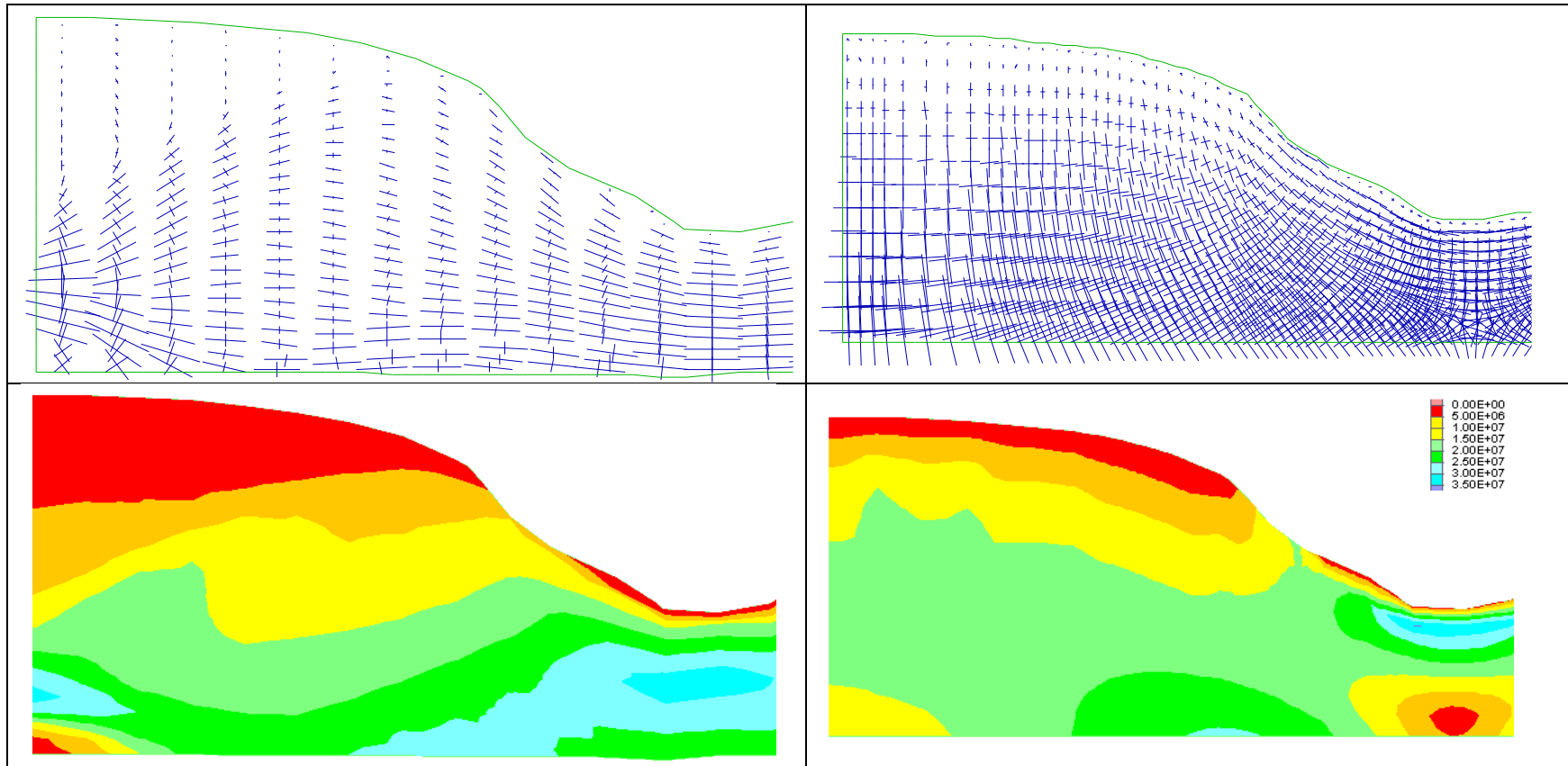


Figura 6.37 Modelo escenario progresivo. A. Tensor de esfuerzos. B. Esfuerzo desviador.

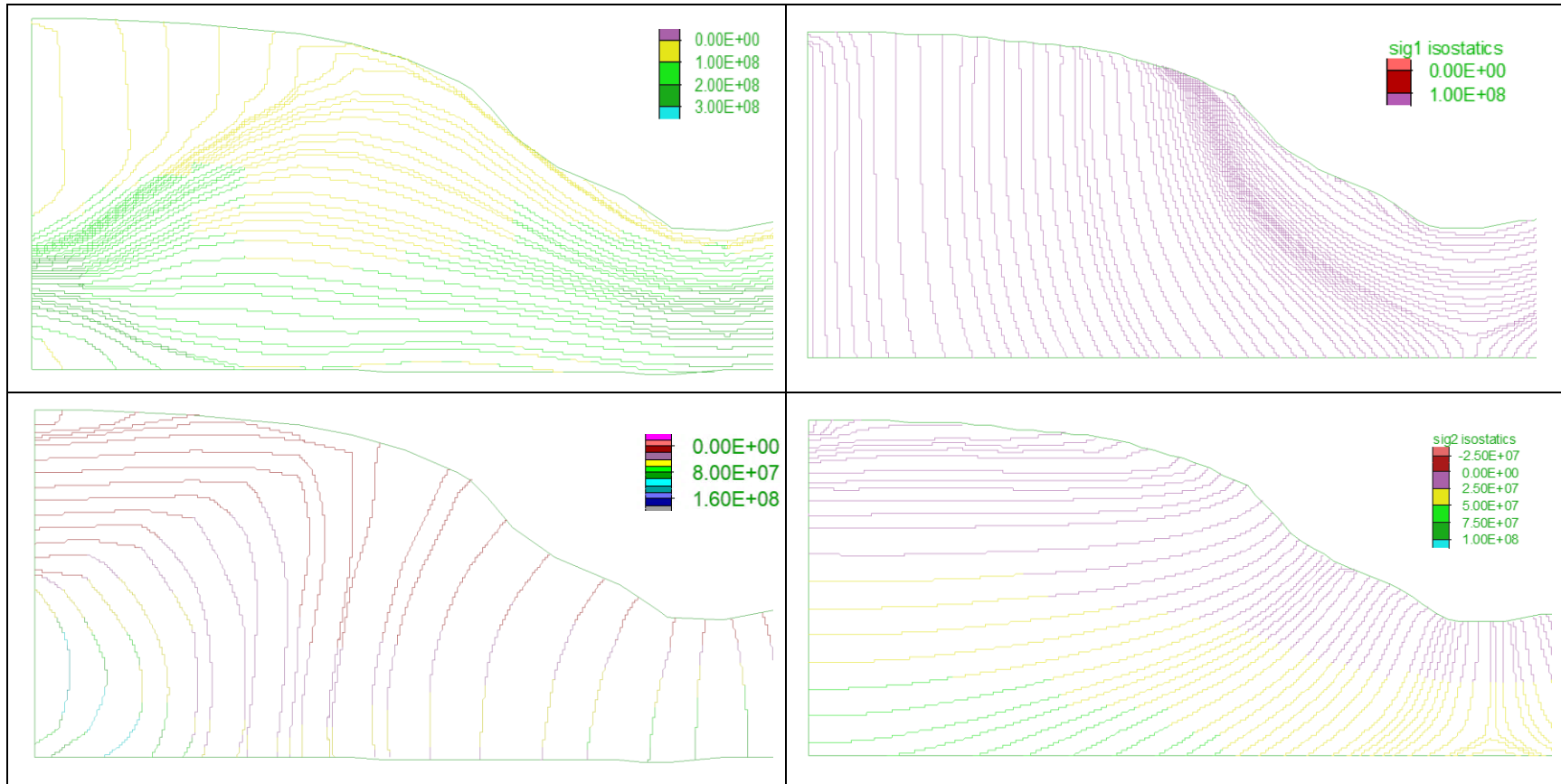


Figura 6.38 Modelo escenario progresivo. Esfuerzos principales A. Mayores. B. Menores

7. Conclusiones

Las conclusiones del presente trabajo se basan tanto en los resultados obtenidos de las modelaciones numéricas, como en la información conceptual recopilada y estudiada del estado del arte de la influencia de la geomorfología en la estabilidad de laderas en general.

Para el estudio de estabilidad de laderas se involucra el análisis de la relación entre los factores in situ que determinan la composición, fábrica y estructura del material con factores exógenos que alteran su condición de estabilidad. La geomorfología es un factor in situ que define de manera general las propiedades geométricas y espaciales de la ladera. Los procesos de evolución topográfica que dan estas características geométricas a la ladera se conocen como procesos geomorfológicos y definen la distribución, magnitud, dirección y trayectorias de los esfuerzos en los materiales de las laderas.

La influencia de la geomorfología en la estabilidad de laderas puede estudiarse desde tres enfoques diferentes y complementarios:

- La morfogénesis: Estudia los procesos de formación del relieve
- La morfometría: Estudia las propiedades geométricas de las laderas y
- La morfodinámica: Estudia la actividad de procesos de remoción en masa.

La influencia de la morfometría en la estabilidad de la ladera se analizó a partir de modelaciones numéricas, en las cuales a partir de la variación de los grados de concavidad y convección de una ladera se calcularon los Factores de Seguridad y los posibles mecanismos de falla. Se concluyó que para las geoformas cóncavas los Factores de Seguridad son menores y se presentan mecanismos de falla en la pata de la ladera de tipo rotacional.

La influencia de la morfodinámica se determinó mediante la modelación de un proceso de remoción en masa de forma progresiva, hasta tener una geoforma característica de laderas donde se presenta creep o deslizamientos no activos. Los resultados mostraron que los procesos de remoción en masa que alcanzan un equilibrio y dejan de ser activos, tienen Factores de Seguridad cercanos a 1, indicando una alta probabilidad de reactivarse.

Al realizar el análisis cuantitativo de la morfogénesis, se determinó que los procesos de formación geomorfológica tienen influencia en la condición de esfuerzos de las laderas y por consiguiente en su estabilidad. El grado de influencia depende del ambiente de formación, la escala de análisis estudiada y el tipo de intervención a realizar.

De manera general, los procesos superficiales de erosión disminuyen el esfuerzo principal menor, lo que genera mayores zonas de tensión, mientras que los procesos de empuje tectónico tienen alta influencia en profundidad, importante al analizar grandes excavaciones o túneles.

La influencia de la morfogénesis en la estabilidad de las laderas se determinó a través de la modelación de tres ambientes de formación: tectónico, denudacional erosivo y denudacional fluvial, en 8 escenarios de análisis:

- Subducción de la corteza oceánica en la corteza terrestre
- Empuje tectónico
- Empuje tectónico-cabalgamiento
- Valle de extensión,
- Extensión del tipo graben
- Erosión-depositación,
- Incisión de un río
- Escenario progresivo en el cual actúan tanto procesos geomorfológicos-tectónicos como denudacionales.

La metodología de diferencias finitas y la implementación del programa FLAC para el desarrollo de los modelos planteados son adecuadas y permiten obtener resultados para largas deformaciones, ingresar funciones de programación por el usuario de re-enmallado,

extraer la información de zonas específicas dentro del modelo y calcular el Factor de Seguridad.

Es necesario ingresar una función de re-enmallado al programa FLAC que permita la continuidad de los análisis después de que los elementos de la malla alcancen grandes distorsiones (Rotura), especialmente para los ambientes estructurales, donde los procesos de carga y formación continúan actuando en el material inclusive después de que fallan.

La finura de la malla condiciona tanto la precisión de los resultados como el tiempo computacional requerido por el programa para alcanzar la convergencia del análisis. El utilizar una malla muy fina hace que los tiempos de convergencia sean mayores en especial para los escenarios de empuje tectónico, debido a que son los modelos de mayores dimensiones. Como la escala de los modelos en su mayoría es relativamente grande comparada con las dimensiones de las laderas analizadas, la malla utilizada para la modelación general es fina para la fase inicial de la modelación, pero para la fase en que se analiza la ladera tiende a perder finura y los resultados no tendrán la precisión adecuada.

Lo anterior se hace evidente en la modelación del proceso de subducción, en la cual, la finura de la malla hizo que tomara bastante tiempo la convergencia computacional para obtener resultados consistentes con las investigaciones previas. Al finalizar la corrida, en las zonas de levantamiento topográfico (Zonas de cordillera), las dimensiones de los elementos de la malla eran del tamaño de las montañas generadas, impidiendo el análisis de la distribución de esfuerzos en la ladera.

Para el análisis conceptual de la distribución de los esfuerzos tectónicos en procesos de subducción, el modelo propuesto es válido, sin embargo, para el análisis detallado de su influencia en las laderas se requiere hacer una investigación más detallada, que abarque una malla de análisis más fina e incluya modelos reológicos más avanzados que involucren la viscosidad del material. No se recomienda seguir enfocando las modelaciones de estos escenarios para analizar esta influencia por la complejidad de los análisis y la baja aplicabilidad para el área de la Ingeniería Civil.

Al comparar las modelaciones de los escenarios que consideraban la morfogénesis y los de una condición geostática se utilizó la morfometría y una finura de malla igual para tener una comparación de resultados más adecuada. Debido a que para los escenarios morfogenéticos la finura de la malla era relativamente baja en relación a las dimensiones de la ladera, se generó una disminución en la precisión de los resultados.

Los modelos morfogenéticos para los escenarios que consideran el levantamiento topográfico por procesos tectónicos (ambientes estructurales), desarrollan zonas de falla de concentración de deformaciones cortantes, las cuales se extienden hasta la superficie y afloran principalmente en la base de la ladera. De estas modelaciones se concluye que hay una alta influencia en la distribución, magnitud y dirección de los esfuerzos con respecto a las condiciones de esta zona de falla.

Las diferencias entre los Factores de Seguridad para los escenarios morfogenéticos y convencionales, en ambientes estructurales, indican que es necesario considerar las fallas generadas durante los procesos tectónicos dentro de los análisis convencionales para tener resultados menos dispersos.

De las gráficas del Factor de Seguridad y máxima tasa de deformación cortante de los ambientes estructurales donde se generan cabalgamientos, se concluye que pueden presentarse mecanismos de falla del levantamiento en la pata de las laderas, principalmente en la zona donde afloran las fallas.

Los escenarios de empuje tectónico muestran una orientación de los esfuerzos principales mayores en sentido horizontal indicando una condición de compresión lateral del material, diferente a una condición geostática convencional, donde el esfuerzo principal tiende a ser vertical. La diferencia encontrada entre las magnitudes de los esfuerzos y los Factores de Seguridad indican una alta influencia de los procesos de empuje tectónico, de modo que, para obras de gran magnitud en estos ambientes, se deberían analizar a detalle su influencia.

Las modelaciones de los procesos de erosión indican que la descarga del material superficial influye en la orientación y magnitud de los esfuerzos, ya que el desconfinamiento disminuye los esfuerzos de compresión tectónica, obteniendo una

distribución de esfuerzos más similar a una condición geostática; sin embargo, los resultados indican que el Factor de Seguridad sigue siendo menor al considerar la morfogénesis. Estos modelos mostraron morfometrías muy semejantes a las observadas en la corteza terrestre a diferencia de los modelos en que sólo se consideró el empuje tectónico en los cuales se obtuvieron laderas de pendientes bajas, de largas longitudes y con Factores de Seguridad muy altos.

Del escenario de modelación fluvial se concluyó que hay una alta influencia de los procesos geomorfológicos de erosión en la estabilidad de la ladera. La descarga del material erosionado genera el desconfinamiento de las laderas, produciendo esfuerzos de tensión no sólo en su corona sino a mayor profundidad, generando mecanismos de falla compuestos (grieta de tracción en la corona y una falla rotacional en la base de la ladera). Se concluye que es necesario considerar estos esfuerzos de tensión cuando se intervengan estas laderas con obras de corte o de terracéo.

El empuje tectónico en ambientes estructurales produce esfuerzos principales de compresión (horizontales) de altas magnitudes en el cuerpo de la ladera. Sin embargo, los procesos geomorfológicos de erosión en la superficie generan la descarga del material, la disminución de la magnitud de los esfuerzos compresionales y la rotación del esfuerzo principal. Se recomienda evaluar ambos procesos simultáneamente para obtener morfometrías y condición de esfuerzos más cercanas a la realidad.

A pesar de que los modelos que presentaron resultados de mayor diferencia con el convencional fueron los del ambiente estructural, se concluyó que el Factor de Seguridad, calculado a partir de un criterio de falla tipo Mohr – Coulomb no es un criterio adecuado de comparación en estos ambientes ya que se generaron mecanismos de falla no consistentes con los evidenciados en campo. Para una mejor comparación, se deberán utilizar modelos constitutivos más complejos, que consideren la influencia de las diaclasas en los macizos, o utilizar otra metodología de modelación numérica.

Se recomienda para futuras investigaciones, enfocar las modelaciones en un ambiente de formación particular, analizando los resultados al variar parámetros de resistencia de los materiales, la distribución estratigráfica y el modelo constitutivo usado. Para mayor provecho en el área de estabilidad de laderas, se recomienda modelar ambientes

denudacionales y aquellos donde los procesos geomorfológicos actúen directamente en la ladera, por ejemplo, un ambiente antrópico. Finalmente, se deberá extender estos análisis a modelos de tres dimensiones (3D).

Bibliografía

- [1] Abbasi, I; Salad O., Al-Harthy. 2014. Late Cretaceous Conglomerates of the Qahlah Formation, north Oman, Geological Society London Special Publications, London.
- [2] Anderson, M. and Kemp, M. 1987. Suction-controlled triaxial testing: Laboratory procedures in relation to resistance envelope methods. British Society for Geomorphology, Earth Surface Processes and Landforms 12 (6): 649-654,
- [3] Aristizabal E. and Yokota S. 2006. Geomorfología Aplicada a la Ocurrencia de Deslizamientos en el Valle de Aburra. Facultad de Minas-Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Revista Dyna, Año73, No 149, 5-16. Medellín, Colombia.
- [4] Aristizabal E. and Yokota S. 2008. Evolución Geomorfológica del Valle de Aburrá y sus implicaciones en la ocurrencia de movimientos en masa, Facultad de Minas-Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín Boletín de Ciencias de la Tierra, No 24.
- [5] Aristizabal E. et al (2010) "Una Revisión Sobre el Estudio de Movimientos en Masa Detonados por Lluvias ", Rev. Acad. Colomb.Cienc. No 34.
- [6] Barnichon, J.D., 1998. Finite element modelling in structural and petroleum geology. Ph.D. thesis, University of Lie`ge.
- [7] Bonnet, S. & Crave, A. 2006. Macroscale dynamics of experimental landscapes. Géosciences, Rennes, France.
- [8] Buitter, S.J.H., A.Yu. Babeyko, S. Ellis, T. V. Gerya, B. J.P. Kaus, A. Kellner, G. Schreurs, Y. Yamada (2006) "The Numerical Sandbox: Comparison of Model Results for a Shortening and an Extension Experiment, Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes" Geological Society, Special Publication 253, 29-64, London.
- [9] Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2012. Tectonic Geomorphology. Second ed. Wiley-Blackwell, Oxford.
- [10] Burov, E.B. and Diament, M. 1992. Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology, Geophys. J. Int. 109.

- [11] Camacho, S; Garzón, A; 2014. Análisis en la variación de esfuerzos efectivos para distintas geometrías de taludes por efectos de filtraciones de agua. Tesis de Grado, Pontificia Universidad Javeriana, Colombia.
- [12] Carvajal, J. et al 2012. Propuesta Metodológica Sistemática para la Generación de Mapas Geomorfológicos Analíticos Aplicados a la Zonificación de Amenaza por Movimientos en Masa Escala 1:100.000, Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.
- [13] Castiblanco, Diego Andrés, 2011. Evaluación de Amenaza por Deslizamiento con Base en Mapas de Geología y Geomorfología, Tesis de Maestría, Pontificia Universidad Javeriana, Colombia.
- [14] Colleta, B. et al, 1991. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: examples of thin-skinned thrust systems. *Geology* 19, 1063-1067.
- [15] Coulthard, J. & Van De Wiel, J. 2012. Modelling river history and evolution. *Phil. Trans. R. Society*. Pag. 2123-2142.
- [16] Dilip, V, 2016. Non-Linear numerical modeling of tectonic plate for understanding crustal deformation and stress accumulation at plate junctions. Ph.D thesis, International Institute of Information Technology-Hyderabad, India.
- [17] Ellis, S., Schreurs, G. & Panien, M. 2004. Comparisons between analogue and numerical models of thrust wedge development, *Journal of Structural Geology*, 26, 1659 – 1675.
- [18] Ellis, S. & Pfiffner, A. 2001. Strain localization as a key to reconciling experimentally derived flow-law data with dynamic models of continental collision. *Journal Earth Sciences* 90, pag. 168-180.
- [19] Faereth R. and Saetersmoen B. 2008. Geometry of a major slump structure in the Storegga slide region offshore western Norway. *Norwegian Journal Of Geology*, Vol 88, 1-11.
- [20] Florinsky, Igor V. 1998. Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models, *INT. J. Geographical Information Science*, Vol 12, No. 1, 47-61. Moscow, Russia.
- [21] Ford, Jerry Timothy. 2015. Computer Models of A Basement Involved Fault Propagation Fold During The Laramide Orogeny Around Las Vegas, New Mexico, The University of Texas at Arlington.
- [22] García D. C. 1998. Desarrollo de modelos numéricos de flexión litosférica: Aplicación a fosas oceánicas y cuencas de antepaís, Universidad de Barcelona, Tesis doctoral.
- [23] González, L. A. 2017. Estudio del efecto de la morfología sobre la estabilidad de taludes sometidos a lluvia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia.
- [24] Han, Y., Cundal, P. and Hart, R. 2008. Automatic Remeshing Logic in Large Strain Continuum Simulations, in *Continuum and Distinct Element Numerical Modeling in GeoEngineering*,.Paper 02-02.

- [25] Hancock GR. 2006. The impact of different gridding methods on catchment geomorphology and soil erosion over long timescales using a landscape evolution model. *Earth Surface Processes and Landforms* 31: 1035–1050.
- [26] Heimsath, A. DiBiase, R. and Whipple, X. 2012. Soil production limits and the transition to bedrock-dominated landscapes, *Nature Geoscience*, Advance online publication.
- [27] Henk, A. and Nemcok, M. 2008. Stress and fracture prediction in inverted half-graben structures. *Journal of Structural Geology*, 30, 81 -97.
- [28] Holmes, Arthur 1945. *Principles of Physical Geology*, Thomas Nelson and Sons LTD, London.
- [29] Hoth S. 2005. Deformation, erosion and natural resources in continental collision zones, Insight from scaled sandbox simulations, doctoral thesis, Postdam University
- [30] Huggett, R. J. 2007. *Fundamentals of geomorphology*. Earth Surface Processes and Landforms. Second Edition, Routledge Fundamentals of Physical Geography, London.
- [31] Hutchinson, J. N. 1968. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology, General Report, Imperial College, London, UK.
- [32] Hutton C. 2012. *Modelling Geomorphic Systems: Numerical Modelling*, British Society for Geomorphology, *Geomorphological Techniques*, Chap. 5, Sec. 2
- [33] Iglesias, J. L. Meteorización del granito, lajamiento en capas concéntricas. Página web: <https://kurioidadescientifiks.blogspot.com/2016/04/meteorizacion-del-granito-lajamiento-en.html>
- [34] Itasca Consulting Group Inc, 2011. *FLAC – Fast Lagrangian Analysis of Continua Dynamic Analysis*, Minneapolis, Minnesota.
- [35] Jaquet, J. et al; 2017. Formation of orogenic wedges and crustal shear zones by thermal softening, associated topographic evolution and application to natural orogens, *Tectonophysics* -127569, Elsevier B. V.
- [36] Kulhawy, F.H. and Mayne, P.W., 1990. "Manual on estimating soil properties for foundation design," Electric Power Research Institute, EPRI EL-6800, Project 1493-6, Palo Alto, California.
- [37] Lancaster, S. T. 1998. A nonlinear river meandering model and its incorporation in a landscape evolution model. PhD thesis. MIT, Boston, MA, USA.
- [38] Lavier and Buck. 2002. Half graben versus large-offset low angle normal fault: Importance of keeping cool during normal faulting, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107

- [39] Ledesma, A; Hurlimann, M. 2003. "State of Science Modelling Landscape Evolution", Impact of Large Landslides In The Mountain Environment: Identification and Mitigation of Risk, Imiriland.
- [40] Leopold, L. B, Gordon Wolman M & Miller J. P. 1995. Fluvial processes in geomorphology. Courier Dover Publications.
- [41] Lucà F. et al. 2014. Integrating geomorphology, statistic and numerical simulations for landslide invasion hazard scenarios mapping; An Example in the Sorrento Peninsula (Italy). *Computer & Geosciences* 67, 163-172.
- [42] Malavieille, J. & Konstantinovskaya, E. 2010. Impact of Surface Processes on the Growth of Orogenic Wedges: Insights from Analog Models and Case Studies. ISSN 00168521, *Geotectonics*, Vol. 44, No. 6, pp. 541–558.
- [43] Meng, Jun, et al, 2012. India-Asia collision was at 24uN and 50 Ma: palaeomagnetic proof from southernmost Asia. *Nature Research Journal Scientific Reports*, Article number: 925.
- [44] Montero, J. M. 2009. Notas de geología para ingeniero civiles y ambientales. Universidad Nacional de Colombia.
- [45] Nagata, N., Hosoda, T., and Muramoto, Y. 2000. Numerical analysis of river channel processes with bank erosion, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 126, No 4.
- [46] Nagel, T. & Buck, R. W. 2004. Symmetric alternative to asymmetric rifting models. *Geological Society of America*, v. 32, no 11.
- [47] Nemcok, N., Mora, A., and Cosgrove, J., 2013. Thick-skin-dominated orogens; from initial inversion to full accretion: an introduction, *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 1– 17.
- [48] Parker, G. 1978. Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. 1. The sand–silt river. *Journal of Fluid Mechan cs* 89, 109–126.
- [49] Parsons, A. J. 1988. Hillslope form. Routledge, New York, pag. 213.
- [50] Platt, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 97 (9), 1037–1053.
- [51] Quintero, J. 2008. Modelado numérico del sistema de tipo andino y su respuesta a variaciones climáticas y reológicas, Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- [52] Rey, P., Teyssier, C. and Whitney, D. 2009. Extension rates, crustal melting, and core complex dynamics. *Geological Society of America*. v. 37; no. 5; p. 391–394
- [53] Righetto, G.L., Lautenschläger, C.E.R., Inoue, N. and Fontoura, S.A.B. 2013. Analysis of the hydromechanical behavior of fault zones in petroleum reservoirs. In *Proceedings of EUROCK 2013 - The 2013 ISRM International Symposium*. Wroclaw, Poland.

- [54] Rodríguez, J. Bombardelli, F. García M. & Abad J. 2003. High-resolution Numerical Simulation of Flow Through a Highly Sinuous River Reach, *Water Resources Management* 18. Pag. 177-199.
- [55] Ruh, J. B; Kaus, B. J; and Burg, J. P. 2012, Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belts: Influence of rheology of single and multiple décollements, *Tectonics*, 31, TC3005.
- [56] Sclater, J. and Celerier, B. 1987. Extensional models for the formation of sedimentary basins and continental margins. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 67, pp. 253-267. Oslo
- [57] SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO, 2010. Documento Metodológico de la Zonificación de Susceptibilidad y Amenaza Relativa por Movimientos en Masa Escala 1:500.000, Bogotá.
- [58] Sharma, R. H. 2013. Evaluating the effect of slope curvature on slope stability by a numerical analysis. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60:2, 283-290.
- [59] Sobolev, S. V. & Babeyko A.Y. 2005. What drives orogeny in the Andes?. *Geological Society of America* v. 33; no. 8; p. 617–620
- [60] Sørensen, E. S. 2012. Elasto-plastic Hardening MohrCoulomb Model - Derivation and Implementation into the Finite Element Method Using Principal Stress Space, Master Thesis, Aalborg University, Dinamarca.
- [61] Thieulot, C. 2001. FANTOM: Two- and three-dimensional numerical modelling of creeping flows for the solution of geological problems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 188, pp. 47-68.
- [62] Trejos, G; Ruiz, G; Medina, E; Sandoval & J; Moya, H; 2012. Guía metodológica para la zonificación de susceptibilidad y amenaza relativa por movimientos en masa, escala 1:100.000. Conference: IV Simposio Panamericano de Deslizamientos, Vulnerabilidad y Gestion del Riesgo en la Región Tropical de Centro y Suramerica, Sociedad Colombiana de Geotecnia, Paipa, Colombia.
- [63] Turcker G. E and Hancock G. R.; 2010. State of Science Modelling Landscape Evolution, *Earth Surface Processes And Landforms*, No. 35, 28-50.
- [64] Van Wees, J. D, Cloetingh S. 1996. "The role of pre-existing faults in basin evolution: constraints from 2D finite element and 3D flexure models", *Geological Society, Special Publication*, p. 297-320, London.
- [65] Van Zuidam, R, 1973. Guide to Geomorphological photointerpretation, ITC, Enschede.
- [66] Villota, H, 2005. Geomorfología Aplicada a levantamientos Edafológicos y Zonificación Física de Tierras, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá, Colombia.
- [67] Varela, Ricardo, 2014, Manual de geología, Instituto Superior de Correlación Geológica, INSUGEO, Miscelánea 21, La Plata, Argentina.

[68] Vilardaga Rodrigo, I. 2003. El deslizamiento de Encampadana (Andorra): análisis por elementos finitos y evaluación de riesgos, Tesis de grado, Ingeniería Geológica, Universidad de Cataluña.

[69] Willett, S., Beaumont, C., Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology* 21 (4), 371–374.

[70] Willett, S., Slingerland, R. and Hovius, N. 2001. Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts. *American Journal of Science*, Vol. 301, P. 455–485

[71] Willgoose, G. R., Bras, R. L., & Rodriguez-Iturbe, 1991. A physically-based coupled network growth and hillslope evolution model: 1. Theory. *Water Resource Research* 27, 1671–1684.

[72] Yamato, P., Mouthereau, F. and Burov, E., 2009. Taiwan mountain building: insights from 2-D thermomechanical modelling of a rheologically stratified lithosphere. *Geophys. J. Int.* 176, 307–326.

[73] Zhang, Jie. 2014. "Numerical Modeling of the Formation and Evolution of Basement-Involved Structures in Wyoming." Doctoral Thesis, Rice University, Texas.

[74] Zink, J. Alfred, 2013. Geopedology, Elements of geomorphology for soil and geohazard studies. ITC Special Lecture Note Series. ITC, Enschede.