

**THESE**

*présentée devant*

**l'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON 1**

*pour l'obtention*

du **DIPLOME DE DOCTORAT**

*(arrêté du 25 avril 2002)*

soutenue par

**Bérangère CASSON**

**TITRE :**

**Apports de l'imagerie optique haute résolution  
pour l'étude 3D des glissements de terrain.**

Directeurs de thèse :

Pascal ALLEMAND et Christophe DELACOURT

Soutenue le 16 décembre 2004 devant la commission composée de :

<b>Mr. Denis JONGMANS</b>	<b>rapporteur</b>
<b>Mr. Olivier MAQUAIRE</b>	<b>rapporteur</b>
<b>Mme. Bénédicte FRUNEAU</b>	<b>examineur</b>
<b>Mr. Alain PODAIRE</b>	<b>examineur</b>
<b>Mr. Pascal ALLEMAND</b>	<b>directeur de thèse</b>
<b>Mr. Christophe DELACOURT</b>	<b>directeur de thèse</b>
<b>Mr. Henri LACROIX</b>	<b>invité</b>



## Remerciements

Je remercie en priorité Mme Bénédicte Fruneau, M. Denis Jongmans, M. Olivier Maquaire et M. Alain Podaire qui ont accepté de participer au jury de cette thèse.

Je n'oublie pas, dans ces remerciements, Henri Lacroix, qui a contribué à travers la société IMAGE SARL, avec le CNES, au financement de ces travaux.

Je veux remercier ensuite Pascal Allemand et Christophe Delacourt pour leur encadrement et pour les moyens mis à disposition pendant ces trois années.

Un merci tout particulier à Hélène Vadon du CNES qui m'a initiée aux secrets du corrélateur MEDICIS.

Un immense, ou plutôt d'immenses mercis, à David Baratoux, le roi de la photogrammétrie, sans qui ce travail n'aurait jamais abouti.

Merci également à Yves Guglielmi, pour m'avoir fait partager ses connaissances sur le glissement de la Clapière et pour son enthousiasme, face à mes données.

Un énorme merci à François Picard, qui a osé pénétrer à l'intérieur de mon fouillis informatique, et qui a si bien su bien optimiser la méthodologie de restitution de la topographie. Il fallait du courage !!!

Enfin, un grand merci à Philou et à Nico, qui ont piloté le DRONE avec tant d'agilité au-dessus de la Clap'.

Je n'oublie pas tous les étudiants que j'ai côtoyés pendant ces années. J'espère leur avoir communiqué le goût d'apprendre et celui du risque.... Naturel !!!

Merci à tous « mes étudiants » de l'UTA pour leur enthousiasme, leurs questions, parfois déroutantes, et leur attention pendant ces après-midi de conférences.

Merci, merci, merci, à tous les habitants du labo du R6, pour l'ambiance générale. Des pensées particulières pour Marie Paule, toujours là pour nous aider, et bonne chance « aux filles » pour « affronter » la suite, surtout toi, Cathy.

Que te dire Cristina, sinon merci, à toi qui m'as accueillie et supportée dans ton bureau pendant trois ans. Pour information... je ne t'attends plus,... j'ai trouvé une secrétaire de remplacement pour finir ma thèse : ma maman !!!

Enfin, merci à toi, Manue de nous avoir rejointes dans ce bureau. Je désespérais de trouver une photogrammètre pour discuter !!!

Merci à Fred et Céline avec qui j'ai partagé petits repas sympa et grandes discussions sur notre avenir. Dans le pire des cas, on peut ouvrir un resto ensembles....

Merci à Guigui, Kiki et Nico, à Elsa et à Jé' pour nos longues conversations au téléphone et pour nos fous rires, qui faisaient tant de bien....

Et enfin, merci à tous ceux qui m'ont aidée et que j'ai oublié.... Pardon....

Pour terminer, mes pensées vont vers ma famille et celle de Pierre, en particulier vers Béa sa maman. Une pensée toute spéciale pour les bons petits repas de Daniel.

Je ne pourrais jamais assez remercier mes parents pour leur soutien permanent, surtout dans les moments difficiles de cette fin de thèse. Merci maman pour la nuit passée à imprimer avec moi...

Et Pierre, ... sans toi... je ne sais pas si j'aurais réussi à finir ce que j'avais commencé. Tu as toujours été là pour me consoler, ou me remuer, ou me déstresser... dans les moments les plus difficiles de ces trois années. Tu as toujours été présent... merci, merci, merci...



## Sommaire :

Résumé .....	- 11 -
Abstract.....	- 13 -
Introduction .....	- 16 -

### Chapitre 1 : Calculs de Modèles Numériques de Terrain (MNT)à partir de couples

<b>stéréoscopiques d'images aériennes multi-sources</b> .....	- 18 -
1. Introduction .....	- 20 -
2. Principe de la vision stéréoscopique.....	- 21 -
3. Principe de la photogrammétrie analogique.....	- 22 -
4. Principe de la photogrammétrie numérique .....	- 25 -
4.1. Orientation externe des caméras .....	- 30 -
4.1.1. Principe de compensation par moindres carrés .....	- 31 -
4.1.2. Orientation relative .....	- 36 -
4.1.3. Orientation absolue .....	- 39 -
4.1.4. Orientation « en bloc » .....	- 39 -
4.1.5. Calcul de la précision de l'orientation des caméras .....	- 40 -
4.2. Corrélacion des images stéréoscopiques .....	- 43 -
4.2.1. Les corrélacion .....	- 45 -
4.2.2. Le rééchantillonnage .....	- 50 -
4.2.3. Les étapes de la corrélacion .....	- 52 -
4.2.4. Précision et résolution de la corrélacion .....	- 55 -
4.3. Restitution topographique .....	- 56 -
4.3.1. Principe de calcul du MNT .....	- 56 -
4.3.2. Précision et résolution des MNT .....	- 58 -
5. Application aux images de l'Institut Géographique National (IGN) .....	- 59 -
5.1. Caractéristiques d'acquisition des images IGN.....	- 59 -
5.2. Prétraitement des données .....	- 61 -
5.3. Sélection des points de contrôle absolus et relatifs .....	- 62 -
5.4. Application de la chaîne de restitution automatique de la topographie aux images IGN ....	- 63 -
5.5. Discussion.....	- 65 -
6. Application aux images DRONE .....	- 66 -
6.1. Le système d'acquisition DRONE .....	- 66 -
6.2. Acquisition et caractéristiques des clichés DRONE sur le site de la carrière Fayol.....	- 68 -
6.3. Sélection des points de contrôle .....	- 69 -

6.4. Application de la chaîne de restitution de la topographie aux clichés DRONE .....	- 69 -
6.5. Discussion .....	- 73 -
7. Comparaison de la chaîne de restitution automatique de la topographie avec un logiciel commercial.....	- 73 -
8. Réalisation d'un logiciel convivial.....	- 74 -
9. Conclusions et perspectives .....	- 75 -

<b>Chapitre 2 : Caractérisation des pentes, des variations verticales de la topographie et des champs de déplacement à partir de séries multi-temporelles de MNT.....</b>	<b>- 76 -</b>
1. Introduction .....	- 78 -
2. Orthorectification d'images.....	- 79 -
2.1. Calcul d'images orthorectifiées .....	- 80 -
2.1.1. Orthorectification d'une image ayant servie à la construction d'un MNT .....	- 80 -
2.1.2. Orthorectification d'une image quelconque .....	- 81 -
2.1.3. Précision absolue des images orthorectifiées et des MNT .....	- 82 -
2.2. Réorientation des supports multi-temporels.....	- 83 -
3. Extraction des pentes à partir des MNT .....	- 84 -
3.1. Calcul de l'inclinaison et de la direction des pentes .....	- 85 -
3.2. Calcul de la convexité du relief .....	- 87 -
4. Extraction des variations verticales de la topographie à partir des MNT .....	- 89 -
4.1. Modes de représentation des MNT différentiels .....	- 91 -
4.2. Bilans de volume.....	- 92 -
5. Extraction des champs de déplacement par corrélation automatique d'orthoimages .....	- 94 -
5.1. Calcul des champs de déplacement .....	- 94 -
5.2. Précision des champs de déplacement .....	- 98 -
6. Post-traitement des données extraites des MNT et des orthoimages .....	- 99 -
7. Conclusion .....	- 102 -

<b>Chapitre 3 : Les sites d'étude-les glissements de La Clapière et de La Valette .....</b>	<b>- 104 -</b>
1. Introduction .....	- 106 -
2. Le glissement de la Clapière.....	- 106 -
2.1. Contexte géologique .....	- 107 -
2.1.1. Lithologie.....	- 107 -
2.1.2. Contexte structural .....	- 109 -
2.1.3. Hydrologie .....	- 110 -
2.2. Morphologie de la zone instable .....	- 111 -

2.3. Instrumentation du glissement et études antérieures .....	- 114 -
2.4. Historique de l'activité du glissement .....	- 117 -
2.5. Conclusion .....	- 119 -
3. Le glissement de la Valette .....	- 120 -
3.1. Contexte géologique .....	- 121 -
3.1.1. Lithologie .....	- 121 -
3.1.2. Contexte structural .....	- 122 -
3.1.3. Hydrologie .....	- 123 -
3.2. Morphologie de la zone instable .....	- 123 -
3.3. Instrumentation du glissement et études antérieures .....	- 125 -
3.4. Historique de l'activité du glissement .....	- 126 -
3.5. Conclusion .....	- 128 -

<b>Chapitre 4 : Potentiel de l'imagerie 3D pour le suivi morphologique et cinématique des glissements de la Clapière et de la Valette.....</b>	<b>- 130 -</b>
1. Introduction .....	- 132 -
2. Evolution morphologique et cinématique du glissement de La Clapière.....	- 134 -
2.1. Données disponibles.....	- 134 -
2.1.1. MNT et images orthorectifiées .....	- 136 -
2.1.2. Les produits dérivés des MNT et des images orthorectifiées.....	- 143 -
2.2. Evolution spatiale du glissement de la Clapière.....	- 160 -
2.2.1. Intervalle 1974-1983.....	- 162 -
2.2.2. Intervalle 1983-1988.....	- 167 -
2.2.3. intervalle 1988-1991 .....	- 172 -
2.2.4. Intervalle 1991-1995.....	- 176 -
2.2.5. Intervalle 1995-1999.....	- 180 -
2.3. Evolution temporelle du glissement de la Clapière .....	- 184 -
2.3.1. Caractéristiques stables au cours du temps .....	- 184 -
2.3.2. Principales évolutions du glissement de la Clapière .....	- 186 -
2.3.3. Confrontation des données .....	- 187 -
3. Evolution morphologique et cinématique du glissement de La Valette.....	- 189 -
3.1. Les données disponibles.....	- 189 -
3.1.1. MNT et images ortho-rectifiées .....	- 190 -
3.1.2. Produits dérivés des MNT et des images orthorectifiées .....	- 194 -
3.2. Evolution spatiale du glissement de la Valette.....	- 201 -
3.2.1. Caractérisation des pentes.....	- 202 -



3.2.2.	Variations verticales de la topographie .....	- 202 -
3.2.3.	Champs de déplacements.....	- 203 -
4.	Conclusion .....	- 205 -

## **Chapitre 5 : Caractérisation de la surface de rupture des glissements de terrain de La**

<b>Clapière et de La Valette</b> .....	- 206 -
1. Introduction .....	- 208 -
2. Caractérisation qualitative de la surface de rupture.....	- 209 -
2.1. Modèles conceptuels .....	- 209 -
2.2. Application des modèles conceptuels au glissement de la Clapière.....	- 211 -
2.2.1. Caractérisation et évolution de la surface de rupture du glissement principal .....	- 212 -
2.2.2. Caractérisation et évolution de la surface de rupture du glissement surimposé supérieur... ..	- 218 -
2.3. Application des modèles conceptuels au glissement de la Valette.....	- 220 -
3. Caractérisation quantitative de la surface de rupture.....	- 222 -
3.1. Développement des modèles inverses .....	- 222 -
3.1.1. Modèle en translation .....	- 222 -
3.1.2. Modèle en rotation.....	- 224 -
3.1.3. Modèle par composition de translations.....	- 225 -
3.1.4. Représentation des résultats.....	- 227 -
3.2. Application des modèles géométriques au glissement de La Clapière.....	- 228 -
3.2.1. Modélisation de la surface de rupture du glissement principal.....	- 228 -
3.2.2. Résultats des modèles sur le glissement surimposé supérieur (GSS) .....	- 240 -
3.3. Application des modèles géométriques au glissement de La Valette .....	- 242 -
4. conclusion .....	- 244 -

**Conclusion générale..... - 246 -**

**Bibliographie .....** - 248 -

## **ANNEXES..... - 256 -**

Annexe 1: Certificat de calibration d'une chambre d'acquisition de l'IGN..... - 258 -

Annexe 2: Plan de vol d'une mission IGN..... - 261 -

Annexe 3: Paramètres et résultats des calcul des MNT de la Clapière .....

Annexe 4 : Extraits des images de la Clapière pour le calcul des MNT..... - 266 -

Annexe 5 : résultats de la corrélation 3 des couples stéréoscopiques des images de la Clapière - 267 -

Annexe 6 : MNT différentiels bruts de la Clapière..... - 269 -  
Annexe 7 : corrélation automatique des orthoimages de la Clapière..... - 270 -  
Annexe 8 : Comparaison des amplitudes des déplacements planimétriques calculées par  
corrélation automatique et par distancemétrie ..... - 277 -  
Annexe 9 : Extraits des images de la Valette pour le calcul des MNT ..... - 278 -

## Résumé

La compréhension des mécanismes qui contrôlent l'activité des glissements de terrain, nécessite de quantifier la topographie, la morphologie, les transferts de matière et la cinématique des zones instables. Cette caractérisation est préalable à l'interprétation et à la modélisation des processus. Elle doit être réalisée à différentes échelles spatiales et temporelles, afin de pouvoir dissocier les différents mécanismes en présence. La télédétection est un outil particulièrement adapté pour ce type d'étude, puisqu'elle permet d'avoir une vision globale des objets, tout en s'affranchissant de la présence d'opérateurs sur les sites. En outre, la diversité des capteurs permet, aujourd'hui, de travailler à partir de supports d'échelles spatiales et temporelles variées. Parmi les différents supports disponibles, les images de résolution métrique de l'Institut Géographique National (IGN) constituent une base de données de plus de 50 ans, qui permet de suivre l'évolution des zones instables à l'échelle historique. De nouvelles plateformes d'acquisition, telles que les DRONE, permettent, pour leur part, de travailler à très haute résolution spatiale, tout en adaptant la résolution temporelle aux besoins des utilisateurs.

L'objectif de ce travail est d'extraire les informations topographiques, morphologiques et cinématiques, à partir de ces images optiques haute et très haute résolution spatiale, puis d'exploiter le potentiel de ces données, pour caractériser l'activité des glissements de terrain. Cette technique est appliquée aux glissements français de la Valette et de la Clapière, localisés dans les Alpes du Sud. L'étude de ces différents paramètres nécessite de disposer de données 3D, telles que les Modèles Numériques de Terrain (MNT), et d'images orthorectifiées. Par conséquent, une méthode de restitution automatique de la topographie, à partir d'images aériennes stéréoscopiques, a été développée. Elle se décompose en trois étapes : l'orientation des capteurs, la corrélation des images stéréoscopiques et le calcul du MNT. Cette méthodologie permet de générer des cartes de précision de la restitution de la topographie. La précision relative des MNT est métrique pour les images IGN et centimétrique pour les images DRONE. Leur précision absolue est de l'ordre de quelques mètres. Cette méthode s'applique à tous les supports aériens, acquis en prise de vue verticale. Ces MNT sont ensuite utilisés pour calculer des orthoimages, pour extraire les pentes, pour mesurer les variations verticales de la topographie et les champs de déplacement des zones instables. Les données morphologiques et cinématiques, disponibles pour les glissements de la Clapière et de la Valette, ont permis de valider cette méthodologie. Ces données permettent également de suivre l'évolution spatiale et temporelle historique de ces glissements. A partir de ces observations de surface, leur surface de rupture a été modélisée, d'abord qualitativement puis quantitativement. Le comportement en rotation de la Clapière est ainsi souligné, avec une profondeur de la surface de rupture évaluée à 80 m environ. La Valette se décompose en une partie sommitale en rotation et en une coulée en translation.



## **Abstract**

In order to understand landslide behaviour, it is essential to quantify topography, morphology, and kinematics of unstable areas. This characterisation is necessary for interpreting and modelling landslides. This is better if it is realised at different spatial and temporal scales. Remote sensing has proven its high potential for these kinds of studies. Indeed it allows to have a global view of studied objects without in situ observations. Actually, many captors are available, with different spatial and temporal resolution. Among them, the images from the Institut Geographique National have a metric resolution and they are acquired above the French territory since 1950. So, they allow to follow landslide activity at an historical scale. New acquisition vectors are actually developed. For exemple, the DRONE acquire very high spatial resolution images with a temporal resolution adapted to the case of study.

The aim of this work is to extract the topographic, morphologic and kinematic characteristics of landslides from these high and very high resolution images. Then, these data are used to follow the activity of the two French landslides of La Clapière and La Valette, located in the French Southern Alps. It is first necessary to generate 3D data, as Digital Elevation Models (DEM), and orthorectified images. So an automatic methodology of topographic restitution, using stereoscopic pairs of aerial photographs has been processed. It is divided in three parts: the captor orientation, the image correlation and the DEM calculation. Precision maps are generated for each DEM. They present a metric relative precision for IGN images and a centimetric one for DRONE images. DEM have a plurimetric absolute precision. This methodology is performed for all optical images, which are acquired in vertical position. These DEMs allow to calculate orthoimages, to extract slopes and to measure vertical topographic variations and displacement fields of unstable areas. Morphologic and kinematic data, which are available for each studied landslide, are used to validate this methodology. Then, the historical evolution of the La Clapière and the La Valette landslide is analysed. Finally, the geometry of their slip surface is modelled, using only surface data. This qualitative and quantitative modelling show the rotational behaviour of the la Clapière landslide. The la Valette landslide is divided in to part: an upper one in rotation and a flow in translation.





## Introduction

Afin de développer des stratégies de protection des biens et des personnes face aux risques d'origine gravitaire, et plus particulièrement face aux glissements de terrain, il est nécessaire de caractériser précisément les zones instables, afin de comprendre leur comportement et de pouvoir le modéliser. Cette caractérisation doit prendre en compte l'évolution de la topographie, de la morphologie et de la cinématique des glissements de terrain. L'étude sera d'autant plus pertinente, qu'elle est réalisée en trois dimensions, à différentes échelles spatiales et temporelles et qu'elle tient compte de l'évolution historique des zones instables.

La topographie et la morphologie d'un glissement de terrain doivent être analysées quantitativement et leur évolution dans le temps doit être connue. L'étude cinématique doit permettre de quantifier les variations spatiales et temporelles des déplacements des glissements de terrain, sur toute leur surface. Actuellement, les études de terrain, les levés au GPS ou aux théodolites et les suivis par distancemétrie permettent de caractériser des surfaces restreintes dans l'espace, avec des fréquences parfois mal adaptées aux objets étudiés.

Les images de la base de données de l'Institut Géographique National (IGN) ont une résolution spatiale métrique et une résolution temporelle pluriannuelle. Des acquisitions sont réalisées depuis plus de 50 ans sur le territoire français. Ces images permettent d'avoir une perception globale des zones instables, avec une résolution temporelle adaptée au suivi à long terme des mouvements de terrain. Cette base de données permet également d'étudier l'historique des glissements de terrain. Actuellement, de nouveaux vecteurs d'acquisition, tels que les DRONE, se développent. Ils permettent de réaliser des études de très haute résolution spatiale et d'adapter la résolution temporelle des acquisitions aux objets étudiés.

La photogrammétrie permet de générer des Modèles Numériques de Terrain (MNT) à partir d'images aériennes stéréoscopiques. La caractérisation de la topographie en 3D est donc possible et les transferts de matières peuvent être quantifiés. Les MNT servent à calculer des orthoimages utilisées pour des suivis morphologiques quantitatifs. De plus, des techniques récentes de corrélation d'images sont utilisées pour extraire les champs de déplacements 3D de ces supports. Toutes les données nécessaires à la caractérisation des glissements de terrain peuvent donc être extraites des photographies stéréoscopiques acquises par l'IGN ou grâce aux DRONE. L'étude d'un glissement de terrain doit également tenir compte des volumes impliqués dans les déplacements et donc de la géométrie du plan de rupture. Ce plan contrôle les déplacements observés en surface. En conséquence, l'étude de la distribution et de l'amplitude des déplacements mesurés en surface permet d'imager la surface de rupture.

Nous avons donc développé une méthode de suivi des glissements de terrain par télédétection aérienne, multi-sources et multi-échelles. Dans un premier temps, une méthodologie de restitution



automatique de la topographie, à partir de couples stéréoscopiques aériens est développée. Elle s'appuie sur les principes de la photogrammétrie numérique. Ces MNT sont utilisés afin d'orthorectifier des images qui servent au suivi morphologique des glissements de terrain. Puis, l'inclinaison, la direction et la convexité des pentes sont extraites des MNT afin de caractériser précisément la topographie des zones étudiées. Des MNT différentiels sont également générés, afin de suivre les variations verticales de la topographie et de calculer des bilans de volume. Enfin, les champs de déplacement 3D sont calculés par corrélation automatique des orthoimages multi-temporelles. Cette méthodologie est développée telle qu'elle soit applicable à différents types de supports aériens.

Dans une seconde partie, les différentes données générées sont utilisées pour caractériser les glissements de terrain de La Clapière et de La Valette, localisés dans les Alpes française du Sud. Ces sites test servent d'abord à valider la méthodologie développée. Puis, leur suivi historique et leur évolution spatio-temporelle sont analysés et confrontés aux différentes données bibliographiques disponibles. Enfin, la géométrie du plan de rupture de ces glissements est imagée à partir des seules données enregistrées en surface. Cette étude est dans un premier temps qualitative et s'appuie sur des modèles conceptuels. Puis des modèles géométriques numériques sont proposés afin de caractériser la pente ou la profondeur du plan de rupture.

**Chapitre 1 :**  
**Calculs de Modèles Numériques de Terrain (MNT)**  
**à partir de couples stéréoscopiques d'images aériennes**  
**multi-sources**



## 1. Introduction

La caractérisation cinématique et dynamique des glissements de terrain nécessite de disposer de MNT, qui servent à suivre et quantifier les transferts de matière (*Mora et al., 2003 ; Van Westen et Lulie Getahun, 2003*) et à orthorectifier des images. Celles-ci sont utilisées pour analyser l'évolution morphologique des zones instables (*Weber et Hermann, 2000 ; Casson et al., 2003a*) ou pour mesurer des champs de déplacement (*Powers et al., 1996; Kääh, 2002 ; Casson et al., 2003a ; Delacourt et al., 2004*). Les MNT s'obtiennent souvent par numérisation et interpolation des lignes de niveaux des cartes topographiques (*Powers et al., 1996 ; Iwahashi et al., 2001*). L'interpolation des altitudes, entre les lignes de niveaux numérisées, réduit cependant la résolution d'un tel MNT. Sa précision est, pour sa part, dépendante de la précision de la carte utilisée. La triangulation et l'interpolation de levés topographiques permettent également de calculer des MNT. Cependant, bien que les résultats obtenus soient précis, le travail d'acquisition des données nécessite un opérateur terrain. De plus, la résolution du produit final étant fonction du nombre de mesures réalisées sur le terrain, le travail est souvent long et fastidieux (*Mora et al., 2003*). La photogrammétrie permet de restituer la topographie à partir d'images stéréoscopiques. Cette restitution peut être réalisée grâce à des stéréocomparateurs ou des stéréorestituteurs, analogiques ou analytiques (*Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*). Les MNT obtenus sont précis, mais leur réalisation reste partiellement manuelle (*Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Baltasvias, 1996*), et nécessite donc des délais importants. Leur précision finale est, de plus, dépendante du travail de l'opérateur et de la qualité des images. Elle n'est donc pas uniforme sur la totalité de la surface étudiée. Cependant, bien souvent, seule une précision moyenne est fournie avec de tels produits, alors qu'il serait nécessaire de disposer d'une précision par point.

Le suivi historique, et à haute résolution temporelle, des mouvements gravitaires nécessite bien sûr de disposer de MNT précis. Mais il doit également être possible de générer ces MNT rapidement, automatiquement et à partir d'images aériennes multi-sources et multi-échelles. Lorsque ce travail a débuté, les logiciels de restitution automatique de la topographie, à partir de couples stéréoscopiques, étaient peu nombreux et onéreux. De plus, ils étaient pour la plupart, destinés au traitement d'un seul type d'images. Enfin, ces logiciels fournissaient peu d'informations à l'utilisateur, sur les méthodes de calcul, les types d'interpolations employés et le contrôle de la précision et de la résolution des produits obtenus.

Pour toutes ces raisons, le développement, au sein du laboratoire, d'une méthodologie de restitution automatique de la topographie a paru préférable. Cette méthode s'appuie sur les principes classiques de la photogrammétrie et sur des développements récents, ayant permis de

restituer la topographie martienne, à partir de couples stéréoscopiques d'images Viking (*Baratoux et al., 2001*). La méthodologie doit permettre de maîtriser et de contrôler chaque étape du calcul de MNT, afin d'évaluer au mieux sa précision et sa résolution. Ce contrôle est utile, notamment pour mieux interpréter les données générées à partir des MNT. Posséder notre propre méthodologie apporte également une plus grande flexibilité et une adaptabilité des produits calculés, aux objets étudiés. La méthodologie doit par ailleurs permettre de générer rapidement des MNT de précision au moins métrique, avec une intervention humaine minimale. Enfin, elle doit pouvoir s'adapter facilement aux différents supports aériens disponibles.

## 2. Principe de la vision stéréoscopique

La génération de MNT, à partir de photographies, utilise le principe de la stéréoscopie, autrement dit de la restitution tridimensionnelle d'objets par vision binoculaire (*Jensen, 2000*). L'humain, doté de deux yeux, possède une vision stéréoscopique qui lui permet de voir en relief. Ainsi, lorsqu'il fixe un point **A** situé à une distance  $D_a$ , les axes optiques de ses deux yeux convergent en **A**, avec un angle  $\varphi_a$  (Fig. 1.1). S'il fixe ensuite un point **B**, situé à une distance  $D_b$  supérieure à  $D_a$ , les axes optiques convergent en **B** avec un angle  $\varphi_b$ , inférieur à  $\varphi_a$ . Le cerveau est alors capable d'associer à chaque angle  $\varphi_a$  et  $\varphi_b$ , respectivement les distances  $D_a$  et  $D_b$ . L'homme a alors la sensation de voir l'objet **A** plus proche que le **B** (*Jensen, 2000 ; Wolf et Dewitt, 2000 ; Mikhail et al., 2001*).

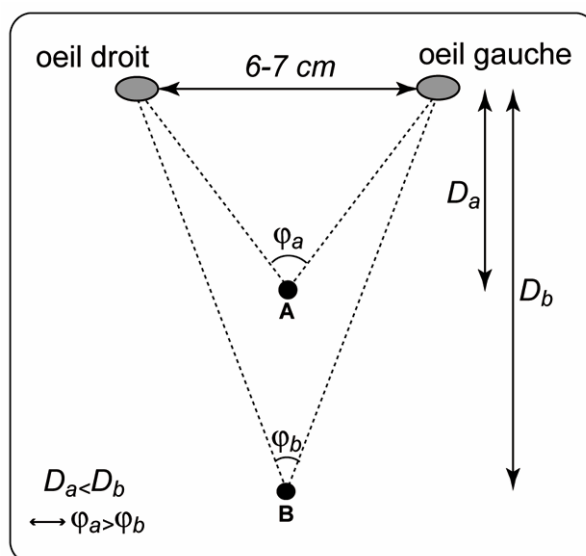


Figure 1.1 : Principe de la vision stéréoscopique chez l'homme.

La distance entre les yeux humains n'excède pas 7 cm en général (*Jensen, 2000*). En conséquence, lorsque la distance entre l'homme et les objets **A** et **B** est supérieure à 1000 m, la différence entre les angles  $\varphi_A$  et  $\varphi_B$  n'est plus perceptible et la vision du relief devient difficile (*Jensen, 2000*). Il faudrait en effet pouvoir augmenter la distance entre nos deux yeux pour retrouver la perception 3D.

Le principe de la stéréoscopie peut être utilisé afin de reconstituer le relief, à partir de deux photographies d'une même zone, prises sous des angles différents. La restitution 3D par le cerveau humain est possible, si celui-ci a la sensation que chaque œil se trouve à la position de chaque caméra d'acquisition (*Jensen, 2000*). Pour cela, il peut par exemple s'aider d'un stéréoscope à miroir, qui lui permet de conserver des lignes de visées parallèles entre les deux yeux (*Jensen, 2000*). Le cerveau croit alors que les deux yeux sont distants de la longueur **B**, qui sépare les deux points d'acquisition **C**<sub>1</sub> et **C**<sub>2</sub>, et il construit l'image 3D correspondante (*Jensen, 2000* - Fig.1.2). La qualité de la restitution est optimale pour un recouvrement entre les deux clichés d'au moins 60%, et lorsque les conditions d'éclairément et les échelles des deux clichés sont similaires (*Wolf et Dewitt, 2000 ; Mikhail et al., 2001*). Cette condition est remplie lorsque l'acquisition des images est quasi simultanée, par exemple lors d'acquisitions aériennes consécutives. Un couple d'images remplissant ces conditions est qualifié de couple stéréoscopique (*Wolf et Dewitt, 2000 ; Mikhail et al., 2001*). Cette méthode de restitution reste cependant virtuelle et temporaire : elle est donc analogique. Elle peut être réalisée à partir de supports photographiques optiques, aériens ou spatiaux.

### 3. Principe de la photogrammétrie analogique

La photogrammétrie regroupe l'ensemble des mesures pouvant être réalisées à partir d'images (*Jensen, 2000*), et notamment les mesures de hauteurs d'objets. La photogrammétrie est dite analogique lorsqu'elle est réalisée à partir de supports analogiques (*Jensen, 2000*).

Le principe de la restitution 3D par photogrammétrie, à partir d'un couple stéréoscopique, est présenté sur la figure 1.2. Soit deux clichés aériens stéréoscopiques acquis en prise de vue verticale. L'axe optique forme alors un angle inférieur à 3° avec la verticale, lors de l'acquisition (*Jensen, 2000*). Soit trois objets **A**, **B** et **C** visibles sur les deux clichés, sachant que **A** est plus haut que **B** et que **B** et **C** ont la même hauteur. En deux dimensions, le point le plus haut de l'objet **A** est positionné en **a** sur l'image 1 et **a'** sur l'image 2. Le sommet de l'objet **B** est en **b** sur l'image 1 et **b'** sur l'image 2 et le sommet de l'objet **C** est en **c** sur l'image 1 et **c'** sur l'image 2. La position de chaque objet est différente sur les 2 images. L'écart entre les deux positions **a** et **a'** du point **A** est appelée parallaxe selon **X** (*Jensen, 2000*) et se note  $p_{xA} = x_a - x_{a'}$ . La parallaxe selon **X** des

points **B** et **C** se note respectivement  $p_{xB} = x_b - x_{b'}$  et  $p_{xC} = x_c - x_{c'}$ . En 3D, la parallaxe totale se décompose en une parallaxe selon **X** et une parallaxe selon **Y**. La figure 1.2 montre que la parallaxe  $p_{xA}$  est supérieure à  $p_{xB}$  et que les parallaxes  $p_{xB}$  et  $p_{xC}$  sont égales. Deux principes sont donc illustrés sur la figure 1.2 :

- la parallaxe est fonction de l'altitude des objets et donc du relief (Jensen, 2000) : plus l'altitude d'un point augmente et plus sa parallaxe augmente,
- tous les points de la zone d'étude ayant une même altitude ont une parallaxe égale (Jensen, 2000).

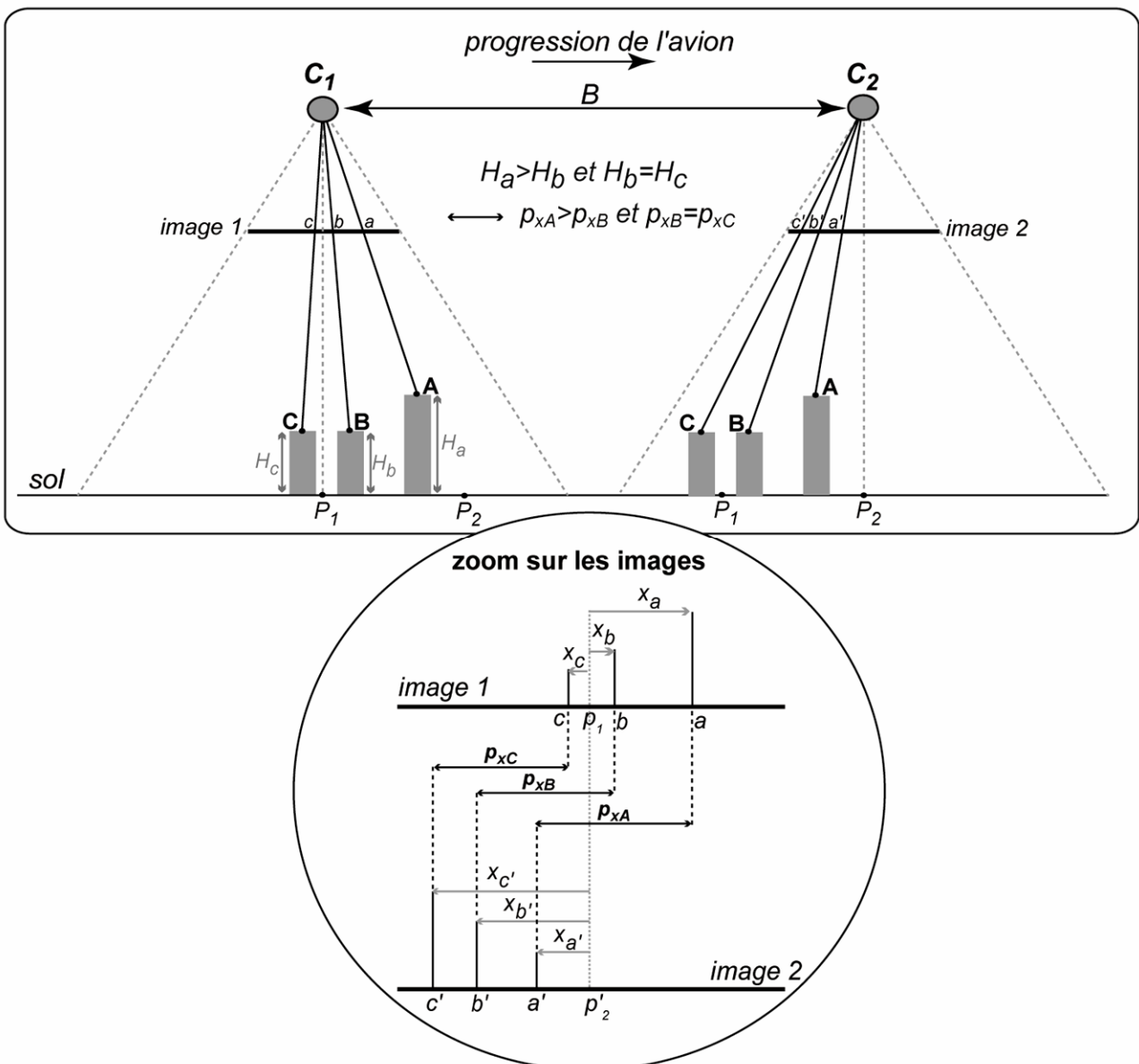


Figure 1.2: Notion de parallaxe sur un couple stéréoscopique acquis en prise de vue verticale (modifiée d'après Jensen, 2000).  $C_1$  et  $C_2$  sont les caméras d'acquisition des images 1 et 2 ;  $B$  est la distance, appelée baseline, entre ces deux caméras ;  $P_1$  et  $P_2$  sont les positions au sol des centres  $p_1$  et  $p'_2$  des images 1 et 2.

Le calcul de la différence de taille et de forme entre des objets projetés sur deux clichés bidimensionnels, acquis selon des points de vue différents, permet donc de reconstituer le relief. La formule (1.1) relie la hauteur d'un objet, à sa parallaxe mesurée sur un couple stéréoscopique (Mikhail et al., 2001) :

$$\Delta h = (H - h) \frac{P_B - P_A}{p} \quad (1.1)$$

$\Delta h$  représente la hauteur de l'objet considéré, par exemple l'objet **S** sur la figure 1.3.  $p_A$  et  $p_B$  sont les parallaxes des points **A** et **B**, respectivement situés à la base et au sommet de l'objet **S** considéré. **H** est la hauteur de la caméra d'acquisition par rapport au niveau de la mer et **h** est l'altitude, par rapport au niveau de la mer, du point le plus bas de l'objet considéré, soit **A** sur la figure 1.3. **(H-h)** représente donc l'altitude de la caméra d'acquisition par rapport au sol. Enfin, **p** est la parallaxe du point **P<sub>1</sub>** situé au centre de l'image 1.

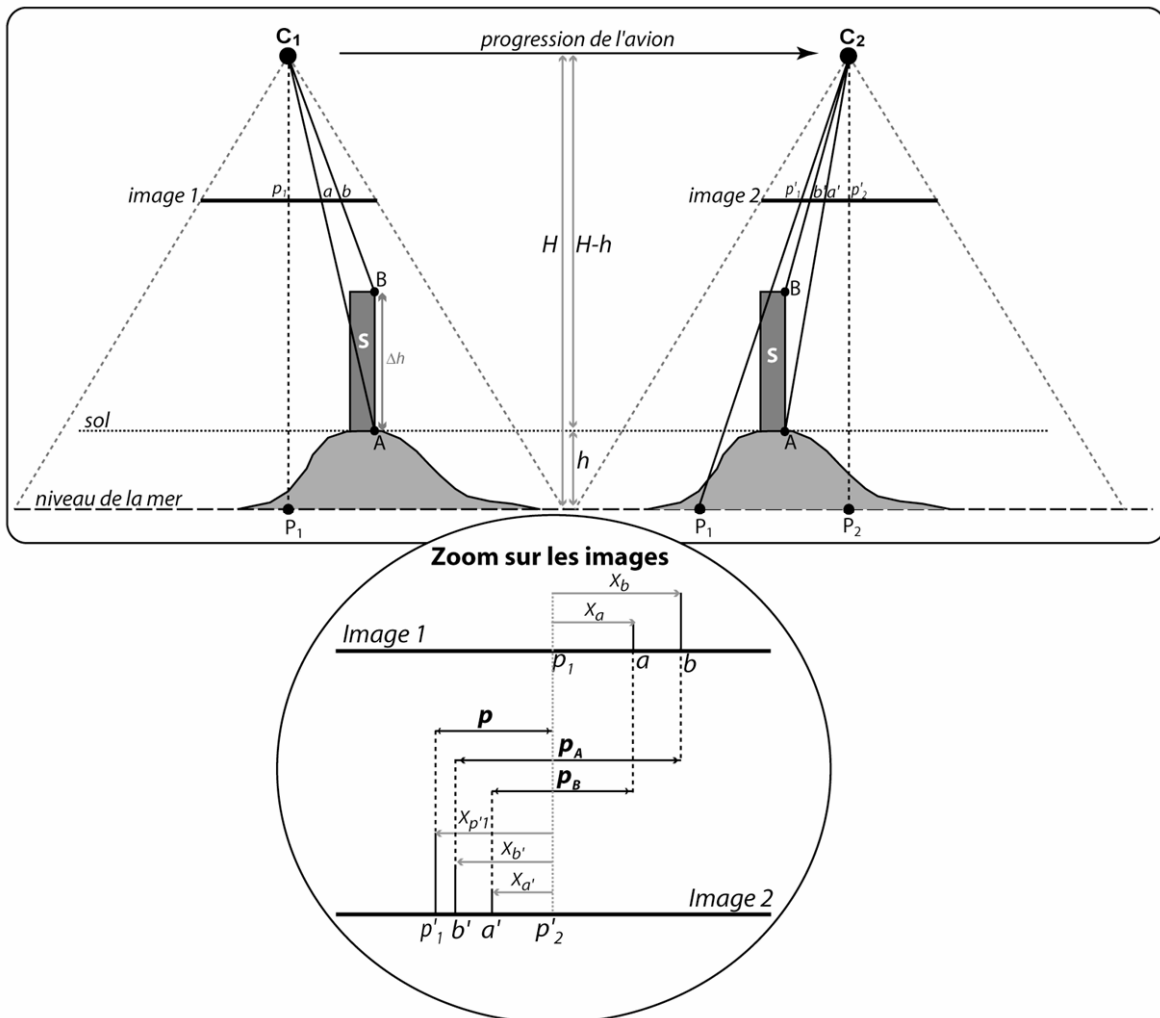


Figure 1.3 : Principe du calcul (en 2D) de la hauteur d'un objet, à partir d'un couple stéréoscopique acquis en prise de vue verticale (modifiée d'après Jensen, 2000).



La relation (1.1) n'est cependant exacte que lorsque les conditions suivantes sont remplies (*Jensen, 2000*) :

- l'acquisition des clichés est verticale.
- l'altitude d'acquisition des deux clichés, au dessus du sol, est identique.
- les centres des deux images correspondent à des points ayant une altitude proche.
- la base des objets mesurés a une altitude proche de celle des points situés au centre des images.

La photogrammétrie permet donc de calculer la hauteur d'objets, à partir de couples stéréoscopiques analogiques et aériens, acquis en prise de vue verticale. Cependant, lorsqu'elle est analogique, les mesures obtenues sont ponctuelles dans l'espace et des contraintes géométriques conditionnent leur précision.

#### 4. Principe de la photogrammétrie numérique

La photogrammétrie numérique permet de restituer la topographie à partir de supports stéréoscopiques digitaux (*Jensen, 2000*), en s'affranchissant des contraintes précédemment décrites. Le principal avantage est que les altitudes de tous les points images pourront être restituées. Les supports 3D ainsi obtenus sont permanents et modulables, en termes d'échelle et de résolution. La méthodologie de restitution automatique de la topographie, présentée ci-dessous, a été développée à partir de couples stéréoscopiques d'images aériennes optiques, acquises en prise de vue verticale. Elle s'appuie sur les principes classiques de la photogrammétrie numérique (*Kraus et Waldhäusl, 1994 ; Kasser et Egels, 2001*) et sur des développements récents, ayant permis de restituer la topographie martienne, à partir de couples stéréoscopiques d'images Viking (*Baratoux et al., 2001*).

Le système d'acquisition d'une image est défini par un repère sol et un repère image (Fig. 1.4 - *Kraus et Waldhäusl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*).

- Le repère sol est un repère 3D, local et cartésien (*Wolf et Dewitt, 2000*). Son origine **O** est un point particulier de la zone d'étude. Dans notre cas, il s'agit de la projection orthogonale de la caméra **C<sub>1</sub>** sur le plan sol horizontal. Le plan sol horizontal est défini par les axes **X** et **Y** tangents à l'ellipsoïde terrestre (*Wolf et Dewitt, 2000*). L'axe **X** des abscisses est parallèle à l'axe Est-Ouest du repère cartographique choisi, et dirigé vers l'Est. L'axe **Y** des ordonnées est parallèle à l'axe Nord-Sud du repère cartographique choisi, et dirigé vers le Nord. L'axe **Z** des altitudes est perpendiculaire au plan horizontal (**X, Y**) et dirigé à l'opposé du centre de la Terre.

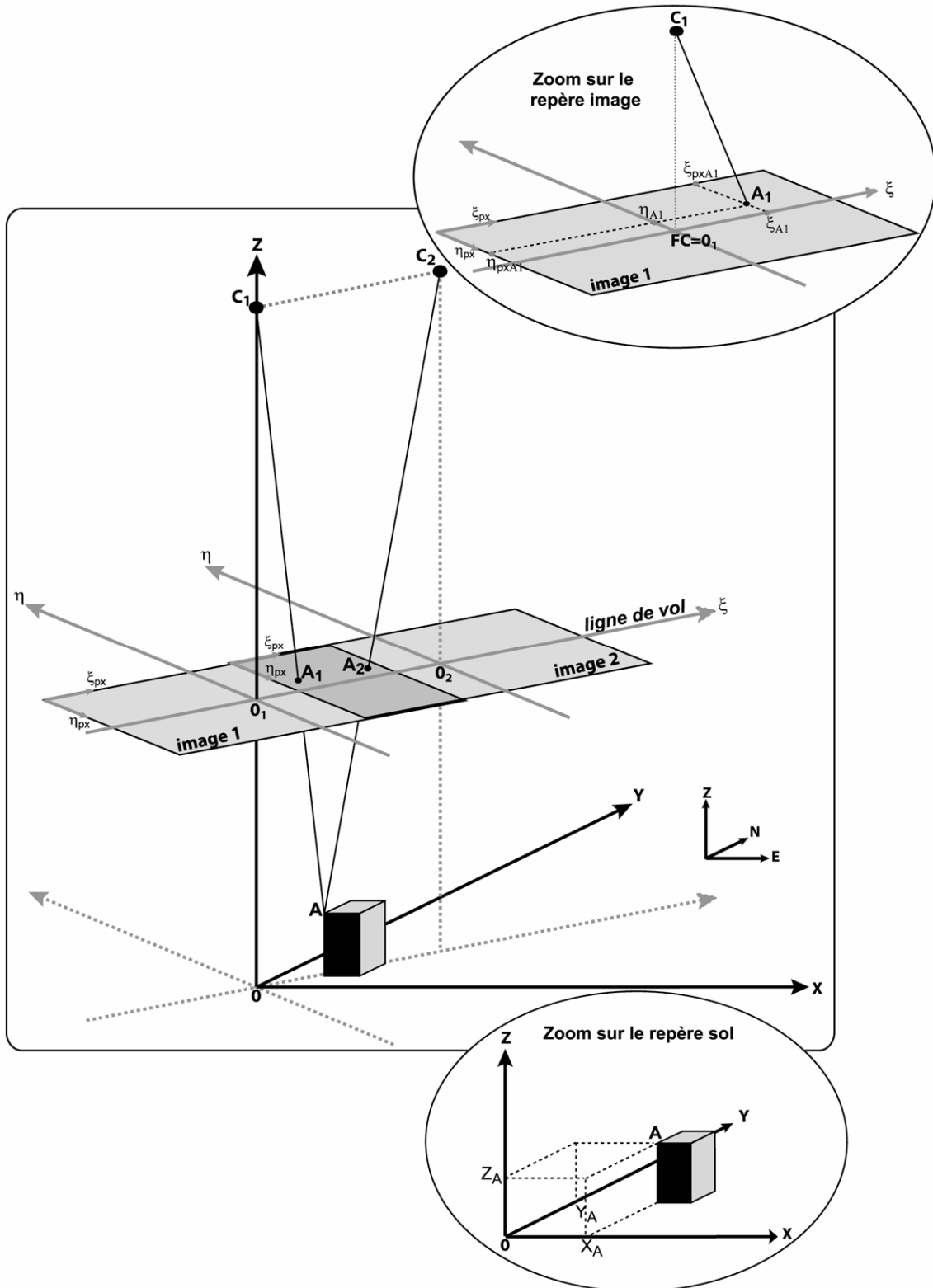


Figure 1.4 : Définition des repères du système d'acquisition d'un couple stéréoscopique, avec  $A$  un point sol caractérisé par ses coordonnées  $(X_A, Y_A, Z_A)$  dans le repère sol, ses coordonnées  $(\xi_{A1}, \eta_{A1})$  dans le repère image métrique de l'image 1, ses coordonnées  $(\xi_{pxA1}, \eta_{pxA1})$  dans le repère image pixel de l'image 1.

- Le repère image est un repère 2D. Son origine est localisée au centre géométrique du cliché, encore appelé centre fiducial **FC** (*Jensen, 2000 ; Wolf et Dewitt, 2000 ; Mikhail et al., 2001*). L'axe  $\xi$  des abscisses est parallèle à la ligne de vol du vecteur d'acquisition, et dirigé dans le sens de progression de celui-ci. L'axe  $\eta$  des ordonnées est perpendiculaire à l'axe des abscisses et orienté tel que le repère soit direct (*Jensen, 2000 ; Wolf et Dewitt, 2000*).

Les repères sol et image sont des repères métriques. Un couple stéréoscopique est positionné dans un repère sol unique tandis qu'un repère image est défini sur chaque cliché. L'image 1 correspond toujours au cliché acquis en premier et l'image 2 au cliché acquis en second, dans le sens de progression du vecteur d'acquisition.

Un repère image pixel est également défini sur chaque cliché (Fig. 1.4). En effet, chaque image digitale est une matrice, dans laquelle chaque point est caractérisé par sa position en ligne et en colonne. Ce repère pixel est centré sur le coin du cliché ayant une abscisse négative et une ordonnée positive, dans le repère image métrique. L'axe  $\xi_{px}$  des abscisses du repère image pixel, est parallèle à celui du repère image métrique, et dirigé dans le même sens. L'axe  $\eta_{px}$  des ordonnées est parallèle à celui du repère image métrique mais dirigé dans le sens opposé à celui-ci. Chaque point d'une image numérique est donc caractérisé par un couple de coordonnées images métriques  $(\xi, \eta)$  et un couple de coordonnées images pixels  $(\xi_{px}, \eta_{px})$ , auxquels est associé un triplet de coordonnées sol  $(X, Y, Z)$ . Les points situés sur la zone de recouvrement de deux clichés stéréoscopiques possèdent (Fig. 1.4):

- deux couples de coordonnées images métriques :  $(\xi_1, \eta_1)$  pour l'image 1 et  $(\xi_2, \eta_2)$  pour l'image 2,
- deux couples de coordonnées images pixels :  $(\xi_{px1}, \eta_{px1})$  pour l'image 1 et  $(\xi_{px2}, \eta_{px2})$  pour l'image 2,
- un unique triplet de coordonnées sol  $(X, Y, Z)$ .

Les formules générales de la photogrammétrie relient les coordonnées images d'un point à ses coordonnées sol, dans le système de repères défini sur la figure 1.4. Un premier système d'équations associe, à tout point sol  $(X, Y, Z)$ , un et un seul point image  $(\xi, \eta)$  (*Kraus et Waldhäusl, 1994*) :

$$\begin{cases} \xi = \xi_0 - c \frac{r_{11} (X - X_0) + r_{21} (Y - Y_0) + r_{31} (Z - Z_0)}{r_{31} (X - X_0) + r_{23} (Y - Y_0) + r_{33} (Z - Z_0)} \\ \eta = \eta_0 - c \frac{r_{12} (X - X_0) + r_{22} (Y - Y_0) + r_{32} (Z - Z_0)}{r_{31} (X - X_0) + r_{23} (Y - Y_0) + r_{33} (Z - Z_0)} \end{cases} \quad (1.2)$$

$(\xi_0, \eta_0)$  est la position du centre optique de la chambre d'acquisition, dans le repère image métrique. Ce point, également appelé point principal d'autocollimation **PPA**, matérialise l'intersection de l'axe optique et du plan image (*Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*). Il est en général distinct du centre géométrique **FC** de l'image (Fig. 1.5a). Le paramètre **c** est la focale de la caméra d'acquisition. Elle correspond à la distance, le long de l'axe optique, entre la lentille de la caméra d'acquisition et le point **PPA** (Fig. 1.5a - *Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*).  $(\xi_0, \eta_0)$  et **c** sont les paramètres d'orientation interne des caméras. Ils sont propres à chaque chambre d'acquisition (*Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*).

Le triplet  $(X_0, Y_0, Z_0)$  est la position dans le repère sol de la chambre d'acquisition, à l'instant de la prise de vue (Fig. 1.5b - *Kraus et Waldhaüsl, 1994*). Dans le système de repères défini sur la figure 1.4, la position de la caméra 1 **C<sub>1</sub>** du couple stéréoscopique, dans le repère sol, est  $(0, 0, Z_{01})$  et la position de la caméra 2 **C<sub>2</sub>** est  $(X_{02}, Y_{02}, Z_{02})$ . La distance **B** entre les deux caméras, appelée *baseline*, est alors égale à :

$$B = \sqrt{X_{02}^2 + Y_{02}^2 + (Z_{02} - Z_{01})^2} \quad (1.3)$$

Les paramètres  $r_{ij}$  sont les composants de la matrice **R** qui traduit la rotation entre le repère sol et le repère image (Fig. 1.5b) (*Kraus et Waldhaüsl, 1994*). Cette matrice s'exprime en fonction des angles de visées  $(\omega, \varphi, \kappa)$  de la caméra. Ces angles traduisent la rotation de la caméra autour de chacun des trois axes du repère sol. Pour la séquence de rotations  $\omega$  autour de **X**,  $\varphi$  autour de **Y** et  $\kappa$  autour de **Z**, la matrice **R** s'exprime (*Kraus et Waldhaüsl, 1994*) :

$$R = \begin{pmatrix} \cos(\varphi)\cos(\kappa) & -\cos(\varphi)\sin(\kappa) & \sin(\varphi) \\ \cos(\omega)\sin(\kappa) + \sin(\omega)\sin(\varphi)\cos(\kappa) & \cos(\omega)\cos(\kappa) - \sin(\omega)\sin(\varphi)\sin(\kappa) & -\sin(\omega)\cos(\varphi) \\ \sin(\omega)\sin(\kappa) - \cos(\omega)\sin(\varphi)\cos(\kappa) & \sin(\omega)\cos(\kappa) + \cos(\omega)\sin(\varphi)\sin(\kappa) & \cos(\omega)\cos(\varphi) \end{pmatrix} \quad (1.4)$$

Les positions et les angles de visées des caméras sont les paramètres d'orientation externe (*Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*). Ils sont propres à chaque cliché.

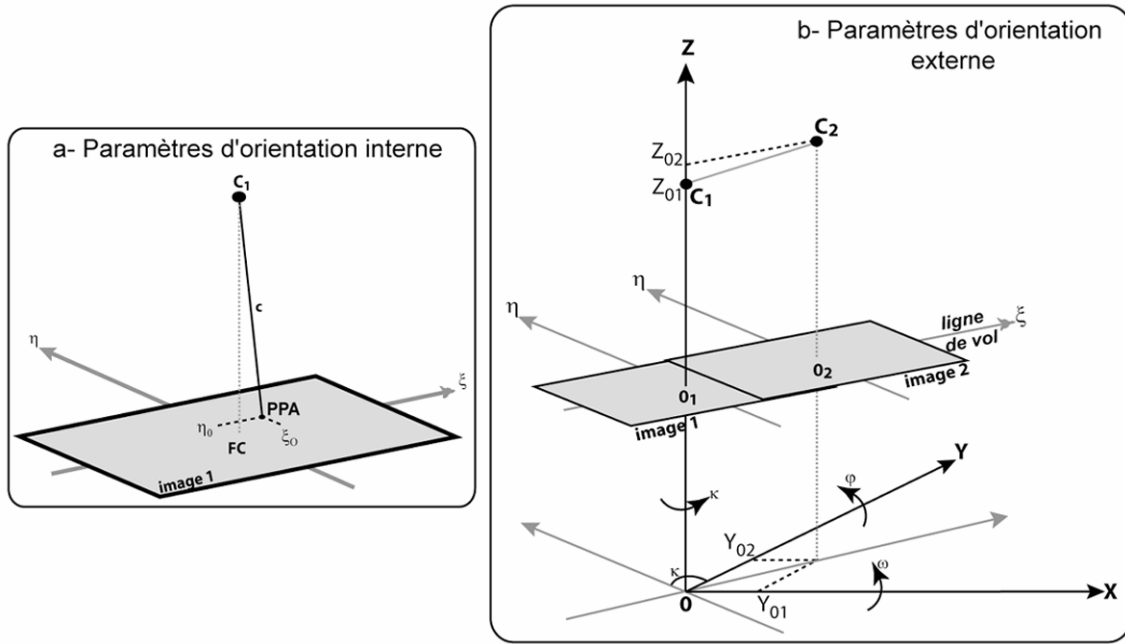


Figure 1.5 : Paramètres d'orientation (a) interne et (b) externe des caméras d'acquisition.

Un second système d'équations permet le passage des coordonnées images  $(\xi, \eta)$  aux coordonnées sol  $(X, Y, Z)$  (Kraus et Waldhäusl, 1994) :

$$\begin{cases} X = X_0 + (Z - Z_0) \frac{r_{11} (\xi - \xi_0) + r_{12} (\eta - \eta_0) + r_{13} c}{r_{31} (\xi - \xi_0) + r_{32} (\eta - \eta_0) + r_{33} c} \\ Y = Y_0 + (Z - Z_0) \frac{r_{21} (\xi - \xi_0) + r_{22} (\eta - \eta_0) + r_{23} c}{r_{31} (\xi - \xi_0) + r_{32} (\eta - \eta_0) + r_{33} c} \end{cases} \quad (1.5)$$

Ce système est composé de deux équations à trois inconnues. En conséquence, à un point image  $(\xi, \eta)$ , correspond une infinité de points sol  $(X, Y, Z)$  (Kraus et Waldhäusl, 1994). Si la variable  $Z$  n'est pas connue, deux points images, représentant le même point sol, sont nécessaires afin de lever l'indétermination du système (1.5). Ce système d'équations permet donc de positionner un point image  $(\xi, \eta)$  dans le repère sol, à condition que ce point soit visible sur deux images couvrant une même zone. C'est le cas des points localisés sur la zone de recouvrement des clichés d'un couple stéréoscopique.

Le système d'équations (1.5) permet de présenter les grandes lignes de la méthodologie à développer, pour restituer automatiquement la topographie, à partir de couples stéréoscopiques. Il est d'abord nécessaire de connaître les paramètres d'orientation interne des caméras d'acquisition, à savoir la focale  $c$  et la position du centre optique  $(\xi_0, \eta_0)$ . Ces paramètres sont en général fournis par les organismes qui réalisent l'acquisition des clichés. Ils sont donc considérés comme connus pour la suite. Les paramètres d'orientation externe des caméras doivent être évalués. Il s'agit des positions  $(X_0, Y_0, Z_0)$  et des angles de visées  $(\omega, \phi, \kappa)$  des caméras

d'acquisition. Enfin, et afin de pouvoir lever l'indétermination du système (1.5), chaque position des points de l'image 1, situés sur la zone de recouvrement des clichés stéréoscopiques, doit être associée à la position du point représentant le même objet, sur l'image 2. Ces paires de points sont qualifiées de paires de points homologues et la phase de recherche de ces points est la corrélation. Lorsque l'ensemble de ces données est disponible, la position sol ( $X, Y, Z$ ), de chaque point de la zone de recouvrement du couple stéréoscopique, peut être calculée pour former un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Cette chaîne automatique de restitution de la topographie a été intégralement programmée sous IDL (*Interactive Data Language*) en environnement WINDOWS. Ce métalangage de programmation, dérivé du langage C++, est dédié au traitement d'images (<http://www.rsinc.com>). Le logiciel ENVI (*Environment for Visualizing Images*), écrit en métalangage IDL, permet de visualiser les résultats.

#### 4.1. Orientation externe des caméras

Les paramètres d'orientation interne des caméras sont supposés connus. La première étape de la restitution de la topographie consiste donc à calculer les paramètres d'orientation externe des caméras. Ces paramètres sont en général évalués par aérotriangulation sur un bloc de plusieurs clichés (*Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*). Cette méthode consiste à calculer les paramètres d'orientation externe d'un ensemble de clichés, ainsi que les coordonnées sol de certains points images, à partir de points de calage, dont les coordonnées absolues sont connues. L'avantage de cette technique est de permettre de calculer les paramètres externes de plusieurs dizaines de clichés, en une seule étape, et en utilisant un nombre réduit de points d'appui au sol. En photogrammétrie, ces calculs sont couramment réalisés par compensation par moindres carrés (*Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*). Cependant, la méthodologie que nous cherchons à développer doit pouvoir s'appliquer à des couples stéréoscopiques isolés. Le principe de compensation par moindres carrés peut être utilisé (*Kraus et Waldhaüsl, 1994*). Cependant, il doit être adapté à un système composé d'un seul couple stéréoscopique.

Douze paramètres doivent être évalués, afin de reconstituer la géométrie d'acquisition d'un couple stéréoscopique. Il s'agit de la position ( $X_{01}, Y_{01}, Z_{01}$ ) et des angles de visées ( $\omega_1, \varphi_1, \kappa_1$ ) de la caméra 1, et de la position ( $X_{02}, Y_{02}, Z_{02}$ ) et des angles de visées ( $\omega_2, \varphi_2, \kappa_2$ ) de la caméra 2. La méthode de compensation par moindres carrés permet d'ajuster ces variables, à partir de paramètres d'orientation externe approchés, des paramètres d'orientation interne supposés connus, et de points de calage (*Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*). Ces points de calage sont appelés points de contrôle absolus, si leurs coordonnées images et sol sont connues. Ils sont qualifiés de points de contrôle relatifs, si seules leurs coordonnées images, sur les deux

clichés stéréoscopiques, sont disponibles. Ils forment alors des couples de points homologues et appartiennent à la zone de recouvrement entre les clichés stéréoscopiques.

#### 4.1.1. Principe de compensation par moindres carrés

La compensation par moindres carrés nécessite de disposer des coordonnées images des points de contrôle dites observées et de leurs coordonnées dites calculées.

##### Coordonnées images observées des points de contrôle:

Les coordonnées images observées sont les positions, sur les clichés, des points de contrôle. Elles sont en général connues dans le repère image pixel. Le passage dans le repère image métrique nécessite de connaître la résolution image  $R_{im}$  du cliché. Celle-ci est égale à la taille d'un pixel sur l'image. Elle s'obtient donc en divisant la taille  $d$ , en mètres, du cliché par sa dimension en pixels  $d_{px}$  (Fig. 1.6). La résolution image s'oppose à la résolution sol  $R_{sol}$  du cliché, qui correspond à la surface couverte au sol par 1 pixel. La résolution sol s'obtient en divisant la distance  $D$ , en mètres, entre deux points de contrôle absolus, dans le repère sol, par la distance  $d_{px}$ , en pixels, entre ces deux mêmes points, dans le repère image pixel (Fig. 1.6).

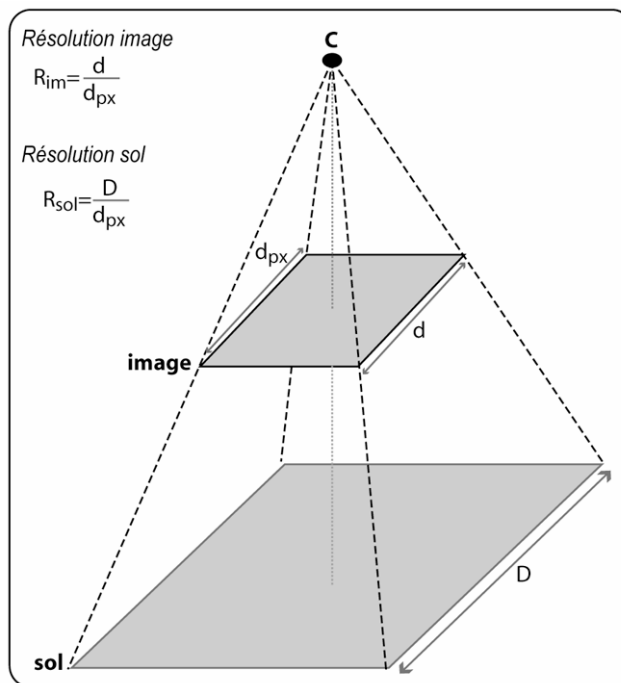


Figure 1.6 : Résolution image et résolution sol d'un cliché.

**Coordonnées images calculées des points de contrôle:**

Les coordonnées images calculées s'obtiennent par le système d'équations (1.2), à partir des paramètres d'orientation interne des caméras, de la position au sol des points de contrôle et des paramètres approchés d'orientation externe des caméras.

Les coordonnées sol des points de contrôle absolus sont connues. Ces coordonnées doivent, par contre, être évaluées de manière approchée, pour les points de contrôle relatifs (Casson et al., 2003a). Soit  $M_1$  et  $M_2$  les positions images de deux points relatifs homologues sur un couple stéréoscopique (Fig. 1.7). Théoriquement, les points images  $M_1$  et  $M_2$  sont associés à un point sol unique. Cependant, étant donné que les positions et les angles des caméras  $C_1$  et  $C_2$  ne sont pas connus précisément, les lignes de visée, issues de  $C_1$  et  $C_2$ , et passant respectivement par les points images  $M_1$  et  $M_2$ , ne s'intersectent pas dans l'espace. Le point sol  $A$  est donc positionné sur la perpendiculaire aux deux droites  $(C_1M_1)$  et  $(C_2M_2)$ . Cette droite intersecte  $(C_1M_1)$  en  $D_1$  et  $(C_2M_2)$  en  $D_2$ . Le segment  $[D_1D_2]$  matérialise la distance minimale entre  $(C_1M_1)$  et  $(C_2M_2)$ . Le point sol  $A$  est localisé au centre du segment  $[D_1D_2]$  tel que (Fig. 1.7):

$$\vec{OA} = \frac{\vec{OD}_1 + \vec{OD}_2}{2} = \frac{\vec{OC}_1 + \vec{OC}_2}{2} + \frac{\vec{C}_1D_1 + \vec{C}_2D_2}{2} \quad (1.6)$$

sachant que :  $\vec{C}_1C_2 = \vec{C}_1D_1 + \vec{D}_1D_2 + \vec{D}_2C_2$  (1.7)

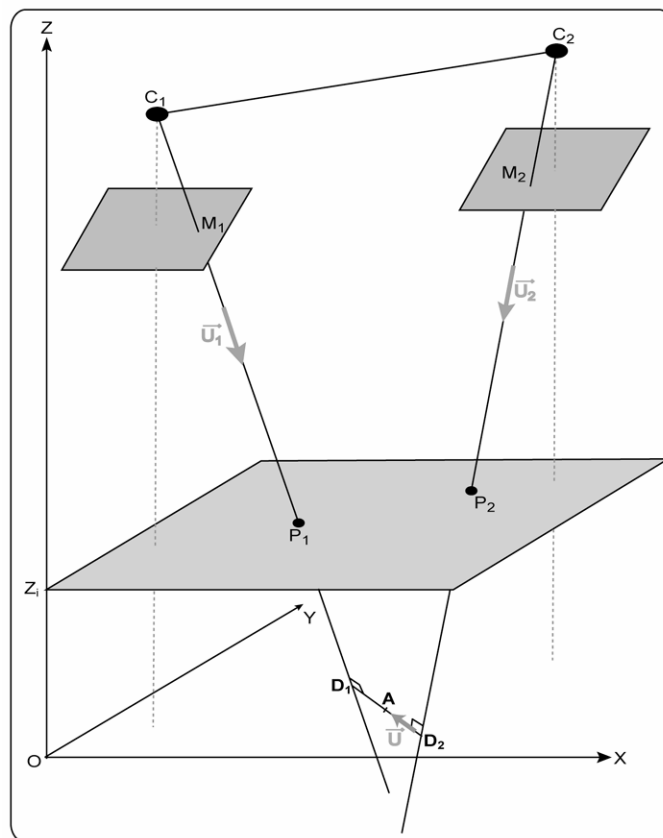


Figure 1.7 : Calcul de la position approchée, dans le repère sol, de deux points images homologues.



Le système d'équations (1.5) permet de calculer les positions, dans le repère sol, des points  $\mathbf{P}_1$  et  $\mathbf{P}_2$ , à une altitude  $Z_i$  donnée. Les points  $\mathbf{P}_1$  et  $\mathbf{P}_2$  appartiennent respectivement aux droites  $(\mathbf{C}_1\mathbf{M}_1)$  et  $(\mathbf{C}_2\mathbf{M}_2)$ . Soient  $\vec{U}_1$  et  $\vec{U}_2$  les vecteurs unitaires des droites  $(\mathbf{C}_1\mathbf{P}_1)$  et  $(\mathbf{C}_2\mathbf{P}_2)$ , définis tels que :

$$\vec{U}_1 = \frac{\overrightarrow{C_1P_1}}{\|C_1P_1\|} \text{ et } \vec{U}_2 = \frac{\overrightarrow{C_2P_2}}{\|C_2P_2\|} \quad (1.8)$$

Le vecteur unitaire  $\vec{U}$  de la droite perpendiculaire à  $(\mathbf{C}_1\mathbf{P}_1)$  et à  $(\mathbf{C}_2\mathbf{P}_2)$  s'exprime alors tel que :

$$\vec{U} = \vec{U}_1 \wedge \vec{U}_2 \quad (1.9)$$

La relation (1.7), exprimée en fonction des vecteurs unitaires, devient :

$$\overrightarrow{C_1C_2} = k_1\vec{U}_1 - k\vec{U} - k_2\vec{U}_2 \quad (1.10)$$

Sous forme matricielle, le système (1.10) s'écrit:

$$\begin{pmatrix} C_1C_{2x} \\ C_1C_{2y} \\ C_1C_{2z} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{1x} & -u_x & u_{2x} \\ u_{1y} & -u_y & u_{2y} \\ u_{1z} & -u_z & u_{2z} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} k_1 \\ k \\ k_2 \end{pmatrix} \quad (1.11)$$

avec  $(\mathbf{C}_1\mathbf{C}_{2x}, \mathbf{C}_1\mathbf{C}_{2y}, \mathbf{C}_1\mathbf{C}_{2z})$  les composantes du vecteur  $\overrightarrow{C_1C_2}$ ,  $(\mathbf{u}_{1x}, \mathbf{u}_{1y}, \mathbf{u}_{1z})$  les composantes du vecteur  $\vec{U}_1$ ,  $(\mathbf{u}_x, \mathbf{u}_y, \mathbf{u}_z)$  les composantes du vecteur  $\vec{U}$  et  $(\mathbf{u}_{2x}, \mathbf{u}_{2y}, \mathbf{u}_{2z})$  les composantes du vecteur  $\vec{U}_2$ .

La résolution du système (1.11), par la méthode de Cramer, permet de déterminer les coefficients  $(k_1, k, k_2)$  (Casson *et al.*, 2003a). D'après la relation (1.6), la position sol du point  $\mathbf{A}$   $(\mathbf{A}_x, \mathbf{A}_y, \mathbf{A}_z)$ , centre du segment  $[\mathbf{D}_1\mathbf{D}_2]$ , est donc :

$$\begin{pmatrix} A_x \\ A_y \\ A_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{(C_{1x} + C_{2x})}{2} \\ \frac{(C_{1y} + C_{2y})}{2} \\ \frac{(C_{1z} + C_{2z})}{2} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{(k_1u_{1x} + k_2u_{2x})}{2} \\ \frac{(k_1u_{1y} + k_2u_{2y})}{2} \\ \frac{(k_1u_{1z} + k_2u_{2z})}{2} \end{pmatrix} \quad (1.12)$$

Les valeurs approchées des paramètres d'orientation externe des caméras sont, soit fournies avec les données d'acquisition, soit évaluées à partir de données cartographiques. Etant donné que leurs valeurs ne sont pas connues précisément, les coordonnées images des points de contrôle, calculées par les relations (1.2), ne sont pas égales aux coordonnées images observées. Cette différence est appelée le résidu. La compensation par moindres carrés permet de minimiser ces résidus (Kraus *et Waldhäusl*, 1994), en ajustant les valeurs des paramètres d'orientation externe.

**Principe mathématique de la compensation par moindres carrés :**

Le système d'équations (1.2) est non linéaire. Soit  $f_{\xi}$  et  $f_{\eta}$  les fonctions non linéaires, reliant respectivement les coordonnées images  $\xi_i$  et  $\eta_i$  d'un point, à ses coordonnées sol  $(X_i, Y_i, Z_i)$ , en fonction des paramètres d'orientation externe et interne de la caméra d'acquisition :

$$\begin{cases} \xi_i = f_{\xi} (\xi_0, c, X_0, Y_0, Z_0, \omega, \varphi, \kappa, X_i, Y_i, Z_i) \\ \eta_i = f_{\eta} (\eta_0, c, X_0, Y_0, Z_0, \omega, \varphi, \kappa, X_i, Y_i, Z_i) \end{cases} \quad (1.13)$$

La compensation par moindres carrés nécessite de travailler sur des équations linéaires (*Kraus et Waldhäusl, 1994*). Le développement limité de Taylor, au premier ordre, permet de linéariser  $f_{\xi}$  et  $f_{\eta}$  (*Kraus et Waldhäusl, 1994*). Le système d'équations (1.2) s'exprime alors en fonction des dérivées de  $f_{\xi}$  et  $f_{\eta}$  par rapport à chaque variable du système. Les paramètres d'orientation interne  $c, \xi_0$  et  $\eta_0$  des caméras étant supposés connus et constants, les dérivées de  $f_{\xi}$  et  $f_{\eta}$  par rapport à ces paramètres sont nulles. Les équations linéarisées du système (1.2) s'écrivent alors :

$$\begin{cases} \xi_{i\_obs} - \xi_{i\_calc} = \frac{\partial f_{\xi}}{\partial X_0} dX_0 + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial Y_0} dY_0 + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial Z_0} dZ_0 + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial \kappa} d\kappa + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial \varphi} d\varphi + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial \omega} d\omega + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial Z_i} dZ_i \\ \eta_{i\_obs} - \eta_{i\_calc} = \frac{\partial f_{\eta}}{\partial X_0} dX_0 + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial Y_0} dY_0 + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial Z_0} dZ_0 + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial \kappa} d\kappa + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial \varphi} d\varphi + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial \omega} d\omega + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial Z_i} dZ_i \end{cases} \quad (1.14)$$

Le système linéarisé (1.14) exprime le résidu entre les positions images observées et les positions images calculées d'un point  $i$  (*Kraus et Waldhäusl, 1994*). Sous forme matricielle le système (1.14) s'écrit:

$$\Delta L = A * \Delta X \quad (1.15)$$

avec -  $\Delta L$ , la matrice des résidus entre les coordonnées images observées et les coordonnées images calculées,

-  $A$ , la matrice des dérivées de  $f_{\xi}$  et  $f_{\eta}$  par rapport à chaque variable,

-  $\Delta X$ , la matrice des corrections à apporter à chaque variable.

De l'équation matricielle (1.15), est déduite l'équation d'erreur (1.16) (*Kraus et Waldhäusl, 1994*) :

$$V = A * \Delta X - \Delta L \quad (1.16)$$

La condition de minimisation par moindres carrés de l'équation (1.16) est (*Kraus et Waldhäusl, 1994*) :

$$V^T V = (A * \Delta X - \Delta L)^T (A * \Delta X - \Delta L) \quad (1.17)$$

L'équation (1.17) atteint son minimum lorsque (*Kraus et Waldhäusl, 1994*) :

$$\frac{\partial (V^T V)}{\partial \Delta X} = 0 \Leftrightarrow \Delta X = (A^T A)^{-1} A^T \Delta L \quad (1.18)$$

D'un point de vue algorithmique, la compensation par moindres carrés est réalisée par itérations successives. A chaque étape, les variables à optimiser sont ajustées afin de minimiser les résidus (Fig. 1.8). La condition d'arrêt est déterminée par l'amplitude des corrections apportées aux différentes variables.

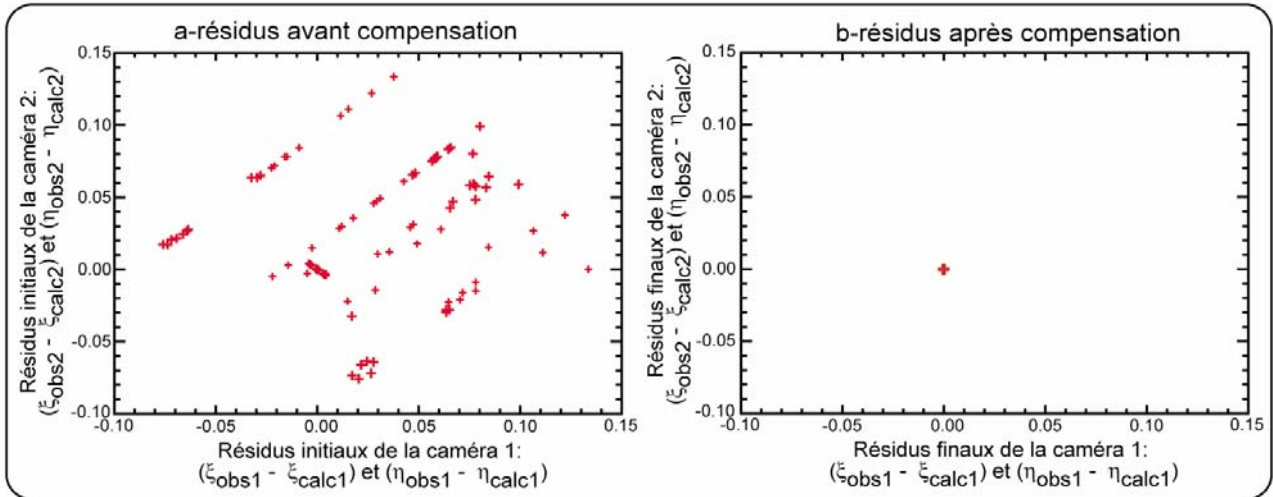


Figure 1.8 : Résidus (en m) entre les coordonnées images observées et calculées (a) avant et (b) après la compensation par moindres carrés.

Trois méthodes d'orientation externe des caméras ont été développées, à partir du principe de compensation par moindres carrés :

- la première méthode n'utilise que des points de contrôle relatifs (*Kraus et Waldhäusl, 1994 ; Mikhail et al., 2001 ; Casson et al. 2003a*). Les images d'un couple stéréoscopique sont alors orientées simultanément. Les variables à optimiser sont les positions approchées des points de contrôle relatifs, dans le repère sol, et 5 des paramètres d'orientation externe des caméras.

- la seconde méthode utilise uniquement des points de contrôle absolus (*Kraus et Waldhäusl, 1994 ; Mikhail et al., 2001 ; Casson et al. 2003a*). Les images sont alors orientées de manière indépendante ou simultanément. Les variables à optimiser sont les 12 paramètres d'orientation externe des caméras.

- la dernière méthode utilise à la fois des points de contrôle absolus et relatifs. Elle est qualifiée d'orientation « en bloc » (*Kraus et Waldhäusl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*). Les images sont orientées simultanément et les variables à optimiser sont les positions approchées des points de contrôle relatifs, dans le repère sol, et les 12 paramètres d'orientation externe des caméras.

#### 4.1.2. Orientation relative

L'orientation relative s'appuie sur :

- les paramètres d'orientation interne des caméras,
- les paramètres approchés d'orientation externe des caméras,
- des points de contrôle relatifs.

Les points de contrôle absolus ne sont pas nécessaires. L'utilisation de points de contrôle relatifs implique de disposer d'au moins deux images stéréoscopiques, qui sont orientées simultanément (*Kraus et Waldhäusl, 1994*). L'absence de points de contrôle absolus implique une orientation dans un repère sol quelconque  $(x,y,z)$  (*Kraus et Waldhäusl, 1994*) (Fig. 1.9).

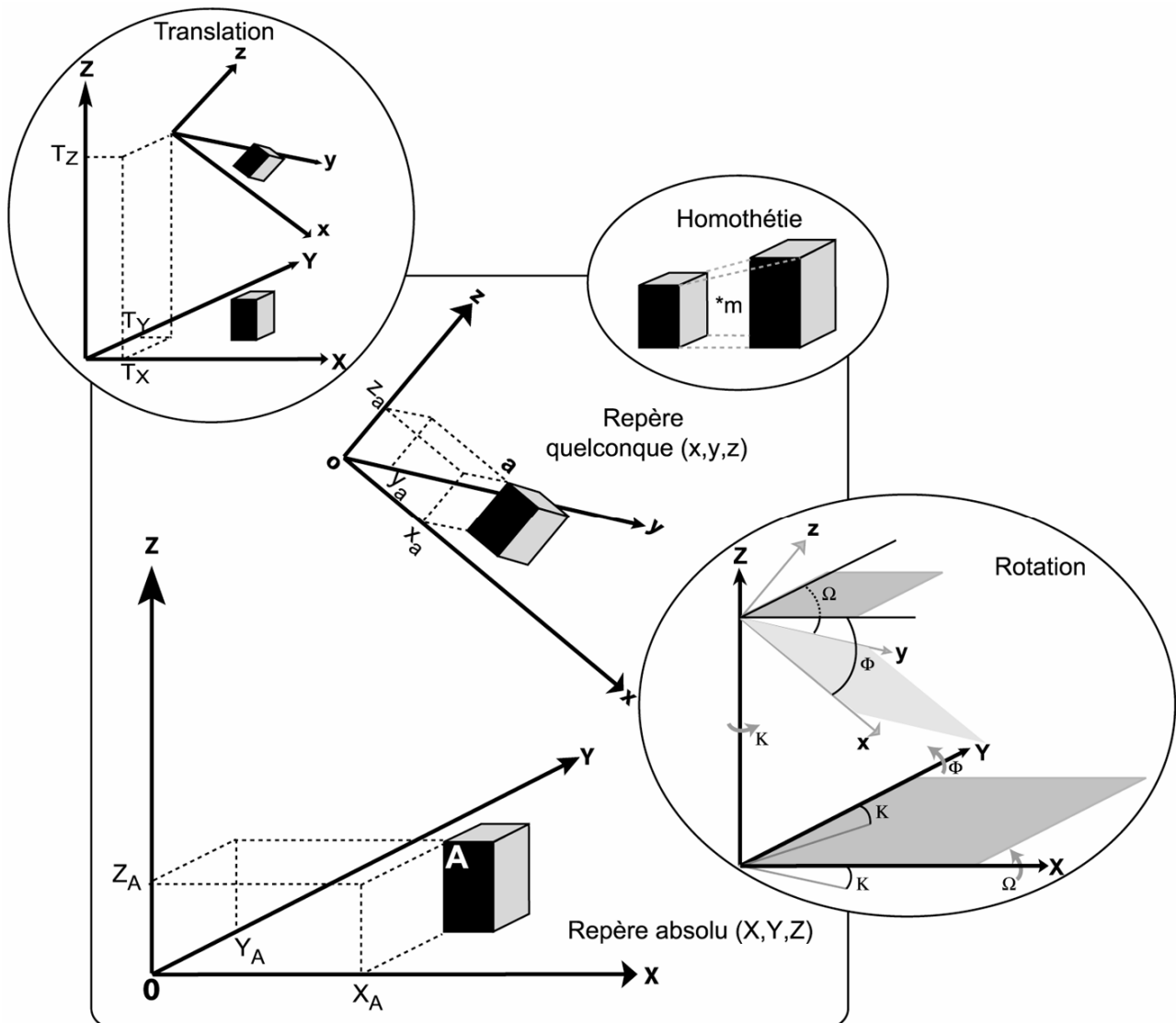


Fig. 1.9 : Principe de l'orientation relative des caméras et relation entre le repère sol absolu  $(X, Y, Z)$  et un repère sol quelconque  $(x, y, z)$ .

L'orientation relative permet de déterminer 5 des 12 paramètres d'orientation externe des caméras (*Kraus et Waldhäusl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*). Les 7 autres paramètres sont considérés comme fixes. En général, les paramètres fixes sont les 6 paramètres de la caméra 1 et un paramètre au choix de la caméra 2 (*Baratoux et al. 2001*). Dans notre cas, ce paramètre est la position  $\mathbf{X}_{02}$  de la caméra 2. Chaque couple de points homologues relatifs est caractérisé par une position image sur chaque cliché. La position sol, associée à chaque couple de points homologues relatifs, est déterminée de manière approchée grâce à la relation (1.12).

Théoriquement, les lignes de visée issues de chaque caméra  $\mathbf{C}_1$  et  $\mathbf{C}_2$ , et passant par les positions images  $\mathbf{M}_1$  et  $\mathbf{M}_2$  d'un couple de points homologues relatifs, doivent s'intersecter en un point sol  $\mathbf{P}$  unique (Fig. 1.10). Les vecteurs directeurs  $\vec{V}_1$ ,  $\vec{V}_2$  et  $\vec{V}$  des droites  $(\mathbf{C}_1\mathbf{P}_1)$ ,  $(\mathbf{C}_2\mathbf{P}_2)$  et  $(\mathbf{C}_1\mathbf{C}_2)$  sont donc coplanaires (*Kraus et Waldhäusl, 1994 ; Baratoux et al., 2001*) et leur produit mixte est nul:

$$\vec{V} \cdot (\vec{V}_1 \wedge \vec{V}_2) = 0 \quad (1.19)$$

L'orientation relative utilise cette propriété : les coordonnées sol  $(\mathbf{X}_i, \mathbf{Y}_i, \mathbf{Z}_i)$  des points relatifs et les paramètres  $(\mathbf{Y}_{02}, \mathbf{Z}_{02})$  et  $(\omega_2, \varphi_2, \kappa_2)$  de la caméra 2 sont ajustés, afin d'optimiser l'intersection des lignes de visée, issues des caméras, et passant par les points images  $\mathbf{M}_1$  et  $\mathbf{M}_2$  (Fig. 1.10).

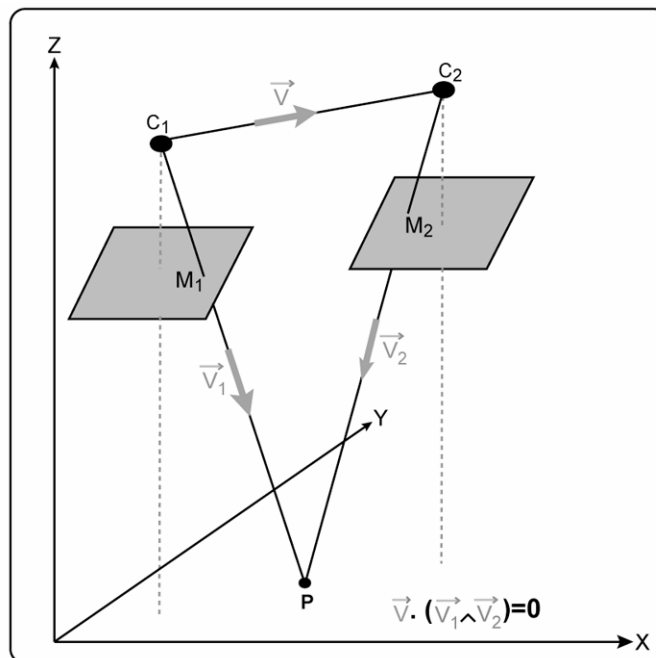


Figure 1.10 : Condition de coplanarité.

Dans le cas de l'orientation relative :

- les clichés stéréoscopiques sont orientés simultanément,
- les coordonnées sol des points de contrôle relatifs sont calculées de manière approchée,
- la caméra 1 et la position selon X de la caméra 2 sont supposées fixes.

En conséquence, le système (1.2) linéarisé pour les deux caméras s'écrit :

$$\begin{cases} \xi_{i1\_obs} - \xi_{i1\_calc} = \frac{\partial f_\xi}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_\xi}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_\xi}{\partial Z_i} dZ_i \\ \eta_{i1\_obs} - \eta_{i1\_calc} = \frac{\partial f_\eta}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_\eta}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_\eta}{\partial Z_i} dZ_i \\ \xi_{i2\_obs} - \xi_{i2\_calc} = \frac{\partial f_\xi}{\partial Y_{02}} dY_{02} + \frac{\partial f_\xi}{\partial Z_{02}} dZ_{02} + \frac{\partial f_\xi}{\partial \kappa_2} d\kappa_2 + \frac{\partial f_\xi}{\partial \varphi_2} d\varphi_2 + \frac{\partial f_\xi}{\partial \omega_2} d\omega_2 + \frac{\partial f_\xi}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_\xi}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_\xi}{\partial Z_i} dZ_i \\ \eta_{i2\_obs} - \eta_{i2\_calc} = \frac{\partial f_\eta}{\partial Y_{02}} dY_{02} + \frac{\partial f_\eta}{\partial Z_{02}} dZ_{02} + \frac{\partial f_\eta}{\partial \kappa_2} d\kappa_2 + \frac{\partial f_\eta}{\partial \varphi_2} d\varphi_2 + \frac{\partial f_\eta}{\partial \omega_2} d\omega_2 + \frac{\partial f_\eta}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_\eta}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_\eta}{\partial Z_i} dZ_i \end{cases} \quad (1.20)$$

Au moins cinq couples de points homologues relatifs sont nécessaires pour résoudre ce système.

L'orientation relative permet de reconstituer la géométrie du système d'acquisition dans un repère sol quelconque  $(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$  (Fig. 1.9). Si des points de contrôle absolus sont disponibles a posteriori, une seconde étape permet de réorienter le repère  $(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$  dans un repère cartographique absolu  $(\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z})$  (Kraus et Waldhäusl, 1994 ; Mikhail et al., 2001). La relation permettant le passage du repère  $(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$  au repère  $(\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z})$  est:

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_x \\ T_y \\ T_z \end{pmatrix} + m * R \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} \quad (1.21)$$

Le triplet  $(T_x, T_y, T_z)$  traduit la translation,  $m$  l'homothétie et  $R$  la rotation entre les repères  $(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$  et  $(\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z})$  (Fig. 1.9). Cette rotation est fonction des angles  $(\Omega, \Phi, K)$  qui traduisent la rotation autour de chacun des axes du repère  $(\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z})$ . L'expression de la matrice  $R$  est donnée par la relation (1.4).

Les points de contrôle absolus fournissent des coordonnées sol observées. Les coordonnées sols calculées sont obtenues par la relation (1.21), à partir de paramètres approchés de la translation, de la rotation et de l'homothétie. En général, les paramètres de la translation  $(T_x, T_y, T_z)$  et les angles de rotation  $(\Omega, \Phi, K)$  sont initialisés à 0 et le facteur d'échelle  $m$  est initialisé à 1. Les 7 paramètres de la transformation sont ensuite ajustés par compensation par moindres carrés. Soit  $f_x, f_y$  et  $f_z$  les fonctions non linéaires du système d'équations (1.21). Celui-ci se linéarise tel que:

$$\begin{cases} X_{i\_obs} - X_{i\_calc} = \frac{\partial f_x}{\partial T_x} dT_x + \frac{\partial f_x}{\partial m} dm + \frac{\partial f_x}{\partial \Omega} d\Omega + \frac{\partial f_x}{\partial \Phi} d\Phi + \frac{\partial f_x}{\partial K} dK \\ Y_{i\_obs} - Y_{i\_calc} = \frac{\partial f_y}{\partial T_y} dT_y + \frac{\partial f_y}{\partial m} dm + \frac{\partial f_y}{\partial \Omega} d\Omega + \frac{\partial f_y}{\partial \Phi} d\Phi + \frac{\partial f_y}{\partial K} dK \\ Z_{i\_obs} - Z_{i\_calc} = \frac{\partial f_z}{\partial T_z} dT_z + \frac{\partial f_z}{\partial m} dm + \frac{\partial f_z}{\partial \Omega} d\Omega + \frac{\partial f_z}{\partial \Phi} d\Phi + \frac{\partial f_z}{\partial K} dK \end{cases} \quad (1.22)$$

L'équation d'erreur (1.16), calculée à partir du système (1.22), est minimisée afin d'optimiser les 7 paramètres de l'orientation absolue. Au moins 2 points de contrôle en planimétrie et 3 points de contrôle en altimétrie sont nécessaires pour résoudre le système (1.22) (*Kraus et Waldhäusl, 1994*). Les paramètres  $(T_x, T_y, T_z)$ ,  $\mathbf{m}$  et  $(\Omega, \Phi, \mathbf{K})$  de l'orientation absolue sont ensuite appliqués à chaque point du repère  $(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$  afin de le réorienter dans le repère absolu  $(\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z})$ .

#### 4.1.3. Orientation absolue

L'orientation absolue s'appuie sur des points de contrôle absolus, c'est-à-dire dont on connaît à la fois les coordonnées images et sol. L'orientation a donc lieu dans un repère cartographique absolu : celui dans lequel sont fournies les coordonnées sol des points de contrôle. Les dérivées des fonctions  $f_\xi$  et  $f_\eta$  du système (1.14) par rapport aux paramètres  $(X_i, Y_i, Z_i)$  sont donc nulles. Les points de contrôle relatifs n'étant pas utilisés, la condition de colinéarité (1.19) n'intervient pas. L'orientation est donc indépendante entre les deux clichés (*Kraus et Waldhäusl, 1994*) et peut indifféremment être réalisée sur une ou deux images.

Ce sont les 12 paramètres d'orientation externe des caméras qui sont ajustés et la linéarisation des formules de la photogrammétrie (1.2), pour les deux caméras, s'écrit :

$$\begin{cases} \xi_{i1\_obs} - \xi_{i1\_calc} = \frac{\partial f_\xi}{\partial X_{01}} dX_{01} + \frac{\partial f_\xi}{\partial Y_{01}} dY_{01} + \frac{\partial f_\xi}{\partial Z_{01}} dZ_{01} + \frac{\partial f_\xi}{\partial \kappa_1} d\kappa_1 + \frac{\partial f_\xi}{\partial \varphi_1} d\varphi_1 + \frac{\partial f_\xi}{\partial \omega_1} d\omega_1 \\ \eta_{i1\_obs} - \eta_{i1\_calc} = \frac{\partial f_\eta}{\partial X_{01}} dX_{01} + \frac{\partial f_\eta}{\partial Y_{01}} dY_{01} + \frac{\partial f_\eta}{\partial Z_{01}} dZ_{01} + \frac{\partial f_\eta}{\partial \kappa_1} d\kappa_1 + \frac{\partial f_\eta}{\partial \varphi_1} d\varphi_1 + \frac{\partial f_\eta}{\partial \omega_1} d\omega_1 \\ \xi_{i2\_obs} - \xi_{i2\_calc} = \frac{\partial f_\xi}{\partial X_{02}} dX_{02} + \frac{\partial f_\xi}{\partial Y_{02}} dY_{02} + \frac{\partial f_\xi}{\partial Z_{02}} dZ_{02} + \frac{\partial f_\xi}{\partial \kappa_2} d\kappa_2 + \frac{\partial f_\xi}{\partial \varphi_2} d\varphi_2 + \frac{\partial f_\xi}{\partial \omega_2} d\omega_2 \\ \eta_{i2\_obs} - \eta_{i2\_calc} = \frac{\partial f_\eta}{\partial X_{02}} dX_{02} + \frac{\partial f_\eta}{\partial Y_{02}} dY_{02} + \frac{\partial f_\eta}{\partial Z_{02}} dZ_{02} + \frac{\partial f_\eta}{\partial \kappa_2} d\kappa_2 + \frac{\partial f_\eta}{\partial \varphi_2} d\varphi_2 + \frac{\partial f_\eta}{\partial \omega_2} d\omega_2 \end{cases} \quad (1.23)$$

Au moins trois points de contrôle absolus par clichés sont nécessaires pour résoudre le système (1.23) (*Kraus et Waldhäusl, 1994*).

#### 4.1.4. Orientation « en bloc »

L'orientation « en bloc » est la méthode la plus contraignante puisqu'elle nécessite à la fois des points de contrôle relatifs et des points de contrôle absolus. Mais c'est également la plus précise (Tab. 1.1 - *Kraus et Waldhäusl, 1994*). Elle permet de reconstituer la géométrie d'acquisition d'un couple stéréoscopique, en orientant simultanément les deux clichés, en une seule étape, et dans un repère absolu. Les variables sont à la fois les 12 paramètres d'orientation externe des caméras et les positions des points relatifs dans le repère sol. Les relations de la photogrammétrie (1.2) linéarisées s'écrivent donc :

$$\left\{ \begin{array}{l} \xi_{i1\_obs} - \xi_{i1\_calc} = \frac{\partial f_\xi}{\partial X_{01}} dX_{01} + \frac{\partial f_\xi}{\partial Y_{01}} dY_{01} + \frac{\partial f_\xi}{\partial Z_{01}} dZ_{01} + \frac{\partial f_\xi}{\partial \kappa_1} d\kappa_1 + \frac{\partial f_\xi}{\partial \varphi_1} d\varphi_1 + \frac{\partial f_\xi}{\partial \omega_1} d\omega_1 + \frac{\partial f_\xi}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_\xi}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_\xi}{\partial Z_i} dZ_i \\ \eta_{i1\_obs} - \eta_{i1\_calc} = \frac{\partial f_\eta}{\partial X_{01}} dX_{01} + \frac{\partial f_\eta}{\partial Y_{01}} dY_{01} + \frac{\partial f_\eta}{\partial Z_{01}} dZ_{01} + \frac{\partial f_\eta}{\partial \kappa_1} d\kappa_1 + \frac{\partial f_\eta}{\partial \varphi_1} d\varphi_1 + \frac{\partial f_\eta}{\partial \omega_1} d\omega_1 + \frac{\partial f_\eta}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_\eta}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_\eta}{\partial Z_i} dZ_i \\ \xi_{i2\_obs} - \xi_{i2\_calc} = \frac{\partial f_\xi}{\partial X_{02}} dX_{02} + \frac{\partial f_\xi}{\partial Y_{02}} dY_{02} + \frac{\partial f_\xi}{\partial Z_{02}} dZ_{02} + \frac{\partial f_\xi}{\partial \kappa_2} d\kappa_2 + \frac{\partial f_\xi}{\partial \varphi_2} d\varphi_2 + \frac{\partial f_\xi}{\partial \omega_2} d\omega_2 + \frac{\partial f_\xi}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_\xi}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_\xi}{\partial Z_i} dZ_i \\ \eta_{i2\_obs} - \eta_{i2\_calc} = \frac{\partial f_\eta}{\partial X_{02}} dX_{02} + \frac{\partial f_\eta}{\partial Y_{02}} dY_{02} + \frac{\partial f_\eta}{\partial Z_{02}} dZ_{02} + \frac{\partial f_\eta}{\partial \kappa_2} d\kappa_2 + \frac{\partial f_\eta}{\partial \varphi_2} d\varphi_2 + \frac{\partial f_\eta}{\partial \omega_2} d\omega_2 + \frac{\partial f_\eta}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_\eta}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_\eta}{\partial Z_i} dZ_i \end{array} \right. \quad (1.24)$$

Un minimum de deux points de contrôle planimétriques, trois points de contrôle altimétriques et cinq couples de points homologues relatifs est nécessaire pour résoudre le système (1.24).

#### 4.1.5. Calcul de la précision de l'orientation des caméras

Les résidus finaux de la compensation par moindres carrés permettent de calculer les écarts types  $\sigma_{xk}$  de toutes les variables  $x_k$  ajustées pendant l'inversion (*Kraus et Waldhäusl, 1994*). Ces écarts types permettent d'évaluer la précision d'orientation des caméras. Le facteur d'écart type  $\sigma_0$  est d'abord calculé en fonction de la matrice  $\mathbf{V}$  définie par l'équation (1.16), du nombre  $n$  d'observations et du nombre  $u$  de variables optimisées (*Kraus et Waldhäusl, 1994*) :

$$\sigma_0 = \sqrt{\frac{V^T V}{n - u}} \quad (1.25)$$

$\sigma_0$  est le facteur d'écart type pour des observations de poids 1. Le poids  $q_{kk}$  de chaque variable est donné par la diagonale de la matrice  $\mathbf{Q}$  définie telle que (*Kraus et Waldhäusl, 1994*):

$$\mathbf{Q} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \quad (1.26)$$

avec  $\mathbf{A}$  la matrice des dérivées par rapport à chaque variable, définie par la relation (1.15).

Finalement l'écart type  $\sigma_{xk}$  de chaque variable  $x_k$  est égal à (*Kraus et Waldhäusl, 1994*):

$$\sigma_{xk} = \sigma_0 \sqrt{q_{kk}} \quad (1.27)$$

Cette précision est fonction de la précision des paramètres introduits dans l'inversion, soit:

- les paramètres d'orientation interne des caméras, notamment la valeur de la focale,
- la résolution image des clichés,
- la qualité de positionnement des points de contrôle sur les images.

Dans le cas de l'orientation absolue et de l'orientation « en bloc », viennent s'ajouter aux sources d'erreurs précédemment citées, la précision de positionnement des points de contrôle absolus au sol et leur répartition sur la zone d'étude. En effet, une répartition linéaire des points de contrôle absolus peut entraîner un degré d'incertitude important sur le positionnement planimétrique des caméras.



Le tableau 1.1 permet de comparer, pour un même couple stéréoscopique, les résultats obtenus avec les trois types d'orientation précédemment décrits. Les paramètres d'orientation interne et les paramètres d'orientation externe approchés, utilisés dans les trois cas, sont identiques.

Tableau 1.1 : Précision et robustesse des méthodes d'orientation externe des caméras.

	Orientation relative	Orientation absolue	Orientation « en bloc »	Orientation « en bloc » - résultats du test de robustesse
<b>Caméra 1</b>				
Position (m)				
X	0	-311.48126	-312.14602	-1312.1505
Y	0	-819.80362	-814.32085	-814.32063
Z	4844.0000	4837.4229	4833.0899	4833.0905
Angle (rad)				
$\omega$	0.00000000	0.0066767729	0.0051430658	0.0051433329
$\varphi$	0.00000000	-0.0037502089	-0.0034932945	-0.0034932747
$\kappa$	-1.5707963	-1.5508769	-1.5501712	-1.5501712
<b>Précision caméra 1</b>				
Position (m)				
X	-	<b>11.590459</b>	<b>3.0167753</b>	<b>3.0167791</b>
Y	-	<b>9.6902691</b>	<b>2.5228735</b>	<b>2.5228775</b>
Z	-	<b>7.2402839</b>	<b>1.8399461</b>	<b>1.8399502</b>
Angle (rad)				
$\omega$	-	<b>0.0026477475</b>	<b>0.00066468898</b>	<b>0.00066468977</b>
$\varphi$	-	<b>0.0030845636</b>	<b>0.00086535112</b>	<b>0.00086535200</b>
$\kappa$	-	<b>0.0012450502</b>	<b>0.00030127155</b>	<b>0.00030127199</b>
<b>Caméra 2</b>				
Position (m)				
X	61.072500	-228.11229	-240.08804	-1240.0958
Y	-2806.4216	-2502.1742	-2509.0641	-2509.0597
Z	4862.5998	4830.2774	4835.8993	4835.8997
Angle (rad)				
$\omega$	0.00090385188	0.0043156719	0.0058308403	0.0058304078
$\varphi$	0.0058657567	0.0059104483	0.0024311064	0.0024310669
$\kappa$	-1.5771348	-1.5553768	-1.5564447	-1.5564447
<b>Précision caméra 2</b>				
Position (m)				
X	-	<b>16.291534</b>	<b>3.0320527</b>	<b>3.0320559</b>
Y	<b>30.295545</b>	<b>11.585600</b>	<b>2.6719180</b>	<b>2.6719219</b>
Z	<b>0.39858090</b>	<b>9.2109777</b>	<b>1.6911524</b>	<b>1.6911536</b>
Angle (rad)				
$\omega$	<b>0.00015525309</b>	<b>0.0030570050</b>	<b>0.00068171210</b>	<b>0.00068171301</b>
$\varphi$	<b>9.1524517e-005</b>	<b>0.0047579630</b>	<b>0.00087383609</b>	<b>0.00087383697</b>
$\kappa$	<b>7.5787196e-005</b>	<b>0.0012822339</b>	<b>0.00030419803</b>	<b>0.00030419848</b>
<b>Précision des positions sol des points relatifs (m)</b>				
	<b>30.504970</b>	-	<b>2.6999752</b>	<b>2.6999796</b>
<b>Baseline</b>				
X	61.072500	83.36897	72.05798	72.0547
Y	2806.4216	1682.37058	1694.74325	1694.73907
Z	18.5998	7.1455	2.8094	2.8092

C'est l'orientation absolue qui présente les imprécisions les plus élevées. Les précisions de l'orientation relative sont hétérogènes, avec des valeurs très faibles pour certains paramètres, comme les angles ou l'altitude de la caméra 2. Par contre la position selon Y de la caméra 2 et les positions au sol des points relatifs enregistrent des imprécisions supérieures à 30 m. C'est l'orientation « en bloc » qui présente les meilleures précisions et surtout les plus homogènes. Cette méthode est donc préférée aux autres lorsque tous les paramètres, permettant sa réalisation, sont disponibles. Le gain de précision de l'orientation « en bloc », par rapport à l'orientation absolue, peut s'expliquer de deux manières :

- la relation de coplanéité est utilisée,
- la présence de points de contrôle relatifs répartis de manière homogène, sur la zone de recouvrement des clichés stéréoscopiques, compense une répartition, parfois hétérogène des points de contrôle absolus sur la zone d'étude.

La robustesse des méthodes de compensation par moindres carrés a été testée. Les résultats sont présentés dans les deux dernières colonnes du tableau 1.1, pour le cas de l'orientation « en bloc ». Deux orientations « en bloc », réalisées avec des position initiales de la caméra 1, distantes de 1000 m selon X, et des positions initiales de la caméra 2, distantes de 500 m selon Y, donnent des résultats identiques : les baselines et les angles obtenus sont les mêmes dans les deux cas, à 5 mm près pour les positions et  $10^{-7}$  rad près pour les angles des caméras. Les précisions finales de l'orientation sont également identiques dans les deux cas. La position des caméras n'est pas la même en absolu, simplement parce que l'origine du repère sol local n'est pas la même dans les deux cas. Ce test, également réalisé pour les autres méthodes d'orientation des caméras, donne des résultats similaires.

## 4.2. Corrélation des images stéréoscopiques

La deuxième étape de la méthodologie de restitution de la topographie est la phase de corrélation. Il s'agit de retrouver, de manière automatique, pour chaque pixel de l'image 1, la position du pixel représentant le même objet sur l'image 2 (*Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Wolf et Dewitt, 2000*). Sur un couple stéréoscopique, deux points homologues sont localisés sur deux lignes dites épipolaires et conjuguées, lorsque le décalage entre ces deux points est nul selon la direction de l'axe des ordonnées  $\eta$ . Le calcul de la corrélation s'effectue alors en une dimension le long de ces lignes épipolaires (*Mikhail et al., 2001*). La corrélation peut également être réalisée en deux dimensions. Le calcul des lignes épipolaires n'est alors plus nécessaire. Lorsqu'elle est réalisée dans le domaine cartésien, la corrélation s'apparente au calcul d'une covariance (*Mikhail et al., 2001*). Les temps de calcul deviennent cependant vite prohibitifs pour des corrélations en deux dimensions (*Delacourt, 1997*). La corrélation peut alors être réalisée dans le domaine des fréquences, grâce aux propriétés de la transformée de Fourier (*Wolf et Dewitt, 2000*). Cette méthode testée pour la corrélation d'images Viking a démontré sa rapidité et sa précision (*Schaum et McHugh, 1991 ; Michel, 1997 ; Baratoux et al., 2001*). C'est donc cette technique qui a été retenue dans notre cas.

Dans l'espace de Fourier, un signal est défini par sa distribution de fréquences et sa phase. Soit deux fonctions sinusoïdales  $y_1$  et  $y_2$ , identiques dans l'espace cartésien, à une translation  $\Delta x$  près (Fig. 1.11a):

$$\begin{aligned} y_1 &= A \cos(\omega t + \varphi_1) \\ y_2 &= A \cos(\omega t + \varphi_2) \end{aligned} \quad (1.28)$$

La transformée de Fourier est appliquée à  $y_1$  et  $y_2$ . La distribution en fréquences du signal, dans le domaine de Fourier, est identique pour les deux fonctions (Fig. 1.11b). Par contre, un déphasage de  $\pi/2$  est observé (Fig. 1.11c). Ce déphasage se traduit, dans l'espace cartésien, par la translation  $\Delta x$ .

La transformée de Fourier permet donc d'identifier les fréquences caractéristiques d'un signal, dans le domaine de Fourier. Le déphasage des signaux en fréquence permet alors de calculer le décalage entre les signaux dans le domaine cartésien (*Schaum et McHugh, 1991 ; Baratoux et al., 2001*). Cette méthode permet donc de corréler les signaux radiométriques des images d'un couple stéréoscopique, afin d'en extraire les positions des points homologues pour le couple considéré.

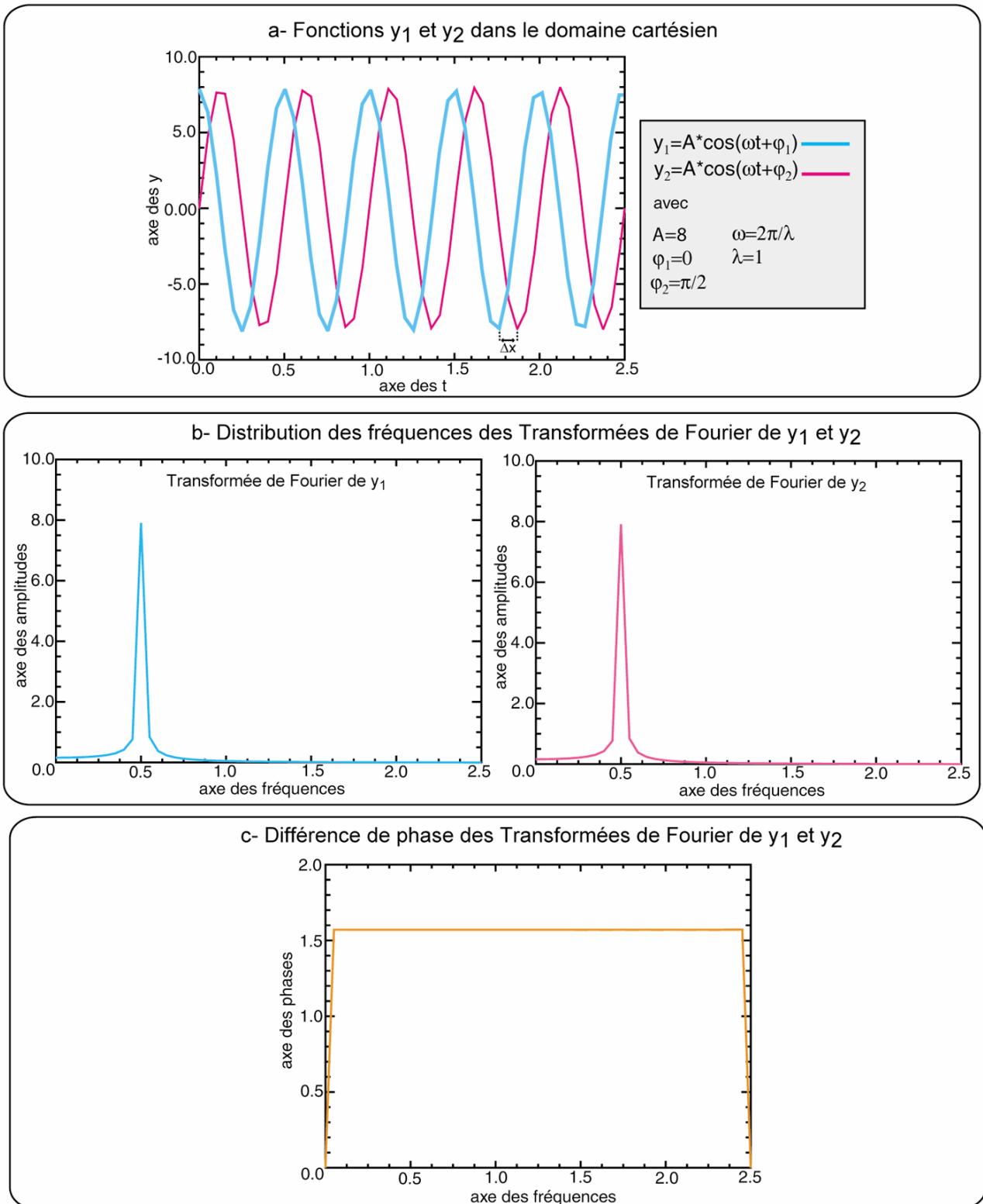


Figure 1.11 : Propriétés de la transformée de Fourier. (a) fonctions  $y_1$  et  $y_2$  dans le domaine cartésien, (b) distribution des fréquences et (c) déphasage des transformées de Fourier de  $y_1$  et  $y_2$

### 4.2.1. Les corrélateurs

Deux corrélateurs fréquentiels ont été successivement mis en place pour cette phase de corrélation. Le corrélateur développé pour les images Viking (*Baratoux et al. 2001*) a d'abord été adapté aux images aériennes. Puis le corrélateur MEDICIS (*Chanie, 2001*) développé par le CNES a été testé.

#### Corrélateur des images Viking

Le corrélateur développé pour les images Viking s'appuie sur la fonction de corrélation établie par *Schaum et McHugh (1991)* dans le domaine de Fourier. Les transformées de Fourier discrètes  $X_k$  et  $Y_k$  de deux signaux  $x_n$  et  $y_n$  s'écrivent:

$$\begin{aligned} X_k &= \sum_{n=0}^{N-1} x_n \exp\left(-\frac{2i\pi nk}{N}\right) \\ Y_k &= \sum_{n=0}^{N-1} y_n \exp\left(-\frac{2i\pi nk}{N}\right) \end{aligned} \quad (1.29)$$

où  $N$  est le nombre d'échantillons composant le signal.

La fonction de corrélation  $p_n$  s'exprime alors (*Schaum et McHugh, 1991*):

$$p_n = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^N \frac{X_k \overline{Y_k}}{\|X_k Y_k\|} \exp\left(\frac{2i\pi nk}{N}\right) \quad (1.30)$$

avec  $\overline{Y_k}$  le conjugué de  $Y_k$

La normalisation de la fonction de corrélation (1.30) par le terme  $X_k \overline{Y_k}$  permet de donner le même poids à toutes les fréquences, afin d'obtenir un pic de corrélation étroit et d'augmenter le rapport signal sur bruit (*Michel, 1997 ; Baratoux et al., 2001*).

Ce principe de corrélation en une dimension est généralisé aux deux dimensions pour être appliqué aux images (*Baratoux et al., 2001*). La transformée de Fourier est alors réalisée à la fois sur les colonnes et sur les lignes des images. L'efficacité de cette fonction de corrélation est démontrée sur la figure 1.12. La corrélation de deux images identiques, par la fonction (1.30) généralisée aux deux dimensions, donne un pic de corrélation parfait, positionné au centre de l'image, et un coefficient de corrélation égal à 1. Une expérience similaire est réalisée sur deux images identiques, dont l'une est translatée de 50 pixels en colonne et de -40 pixels en ligne. Le pic de corrélation est alors positionné au point situé à 50 pixels en colonne et à -40 pixels en ligne du centre de l'image. La fonction de corrélation permet donc bien de calculer précisément les décalages, dans le domaine cartésien, entre les positions de deux points identiques, situés sur deux clichés différents.

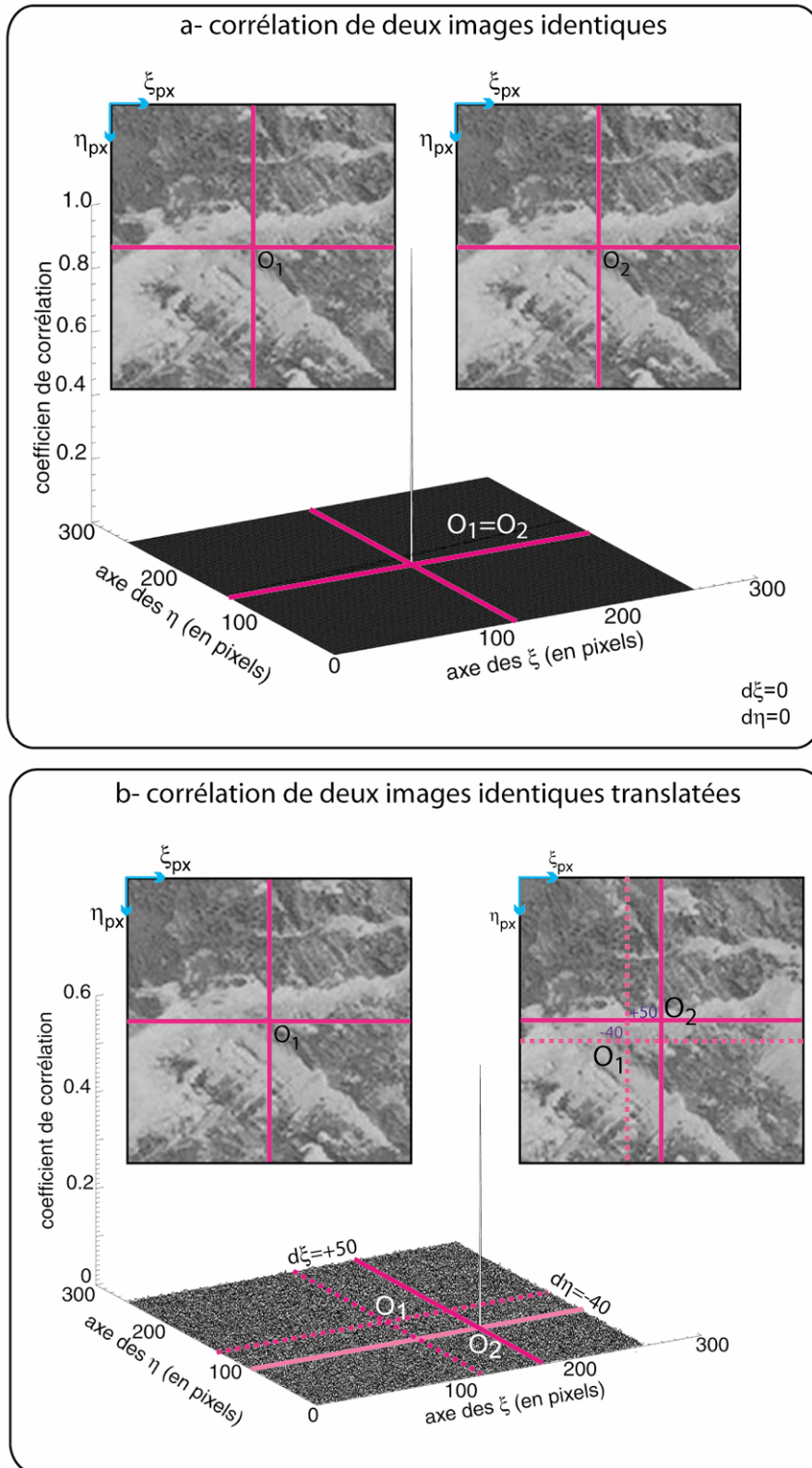


Figure 1.12 : Performances de la fonction de corrélation (1.30) dans le domaine de Fourier. (a) exemple de la corrélation de deux images identiques et (b) de deux images identiques translatées.

Les paramètres, à adapter aux supports à corrélérer, sont le pas de corrélation et la taille de la fenêtre de corrélation.

- le pas de corrélation correspond à la distance en pixels entre deux points successifs à corrélérer. Ce paramètre influe donc sur la résolution spatiale de la corrélation. D'autre part, plus ce pas est petit, plus le nombre de points à corrélérer est grand et plus les temps de calculs sont longs. Il est donc choisi en fonction des besoins de l'utilisateur du MNT.

- La taille de la fenêtre de corrélation est évaluée par l'opérateur, en fonction des décalages maximaux à mesurer. Par exemple, pour un décalage maximal de 10 pixels en ligne, la fenêtre de corrélation doit mesurer au moins  $2 \times 10$  soit 20 pixels en ligne. Plus la taille de la fenêtre de corrélation est importante, plus les temps de calcul sont longs, et plus le décalage obtenu est moyenné sur une grande surface. L'utilisation d'une grande fenêtre de corrélation entraîne donc une diminution de la résolution de la corrélation. Par contre, plus la taille de cette fenêtre est réduite, plus le bruit de fond augmente par rapport au signal. Le choix de la taille de la fenêtre de corrélation doit donc tenir compte du rapport signal sur bruit **SNR** (Signal to Noise Ratio) :

$$SNR = \frac{\max(p_n)}{\text{moy}(p_n)} \quad (1.31)$$

avec  $\max(p_n)$  et  $\text{moy}(p_n)$ , le maximum et la moyenne de la fonction de la corrélation (1.30).

Afin de réduire la taille initiale de la fenêtre de corrélation, la position approchée des points homologues, sur un couple stéréoscopique, est estimée grâce aux paramètres d'orientation des caméras et aux systèmes d'équations (1.2) et (1.5). Les points de l'image 1, de coordonnées  $(\xi_1, \eta_1)$ , sont d'abord positionnés, dans le repère sol, par le système (1.5), en utilisant les paramètres d'orientation interne de la caméra 1, ses paramètres d'orientation externe calculés par compensation par moindres carrés et l'altitude moyenne  $Z_{\text{moy}}$  de la zone d'étude. Puis, les positions sol  $(X, Y, Z)$  ainsi calculées, et les paramètres d'orientation interne et externe de la caméra 2, sont utilisés afin de calculer la position des points sols sur l'image 2, grâce au système d'équations (1.2).

### **Corrélateur MEDICIS**

MEDICIS est un logiciel qui permet de corrélérer des images en deux dimensions, dans le domaine cartésien et dans le domaine de Fourier (*Chanie, 2001*). Pour cette étude, MEDICIS est utilisé dans le domaine fréquentiel. Son premier avantage, par rapport au corrélateur des images Viking, est sa rapidité. En effet, la programmation en C++ de MEDICIS le rend plus performant que le corrélateur des images Viking, programmé en métalangage IDL. De plus, il ne nécessite pas l'utilisation des paramètres caméras, pour évaluer le décalage initial entre les points homologues. L'étape de corrélation devient donc indépendante de l'étape d'optimisation des paramètres

caméras. Le décalage initial est évalué en réalisant une première corrélation sur l'ensemble de la surface à corrélérer, par transformée de Fourier (*Chanie, 2001*).

Trois paramètres sont à adapter, en fonction du cas d'étude, dans le corrélateur MEDICIS. Il s'agit d'abord, du pas de corrélation et de la taille de la fenêtre de corrélation, comme pour le corrélateur des images Viking, auxquels s'ajoute la taille de la zone de recherche. Ce dernier paramètre correspond à la distance, en pixels, sur laquelle la fenêtre de corrélation recherche sa fenêtre homologue (*Chanie, 2001*). Il permet de ne pas surévaluer la taille de la fenêtre de corrélation. En effet, pour un décalage maximum de 20 pixels, une fenêtre de corrélation de quelques pixels sera suffisante, à condition de définir une fenêtre de recherche d'au moins 20 pixels. Dans ce cas, le choix de la taille de la fenêtre de corrélation est défini par la qualité de la corrélation. Il faut en effet trouver le bon compromis entre une taille de fenêtre de corrélation assez faible, pour limiter les temps de calcul et augmenter la résolution, mais assez grande pour obtenir une bonne qualité de corrélation. Dans le cas de MEDICIS, le contrôle de la qualité de la corrélation se fait grâce au coefficient de corrélation qui varie de 1, pour une corrélation optimale, à 0 lorsque la corrélation échoue (Fig. 1.13c).

MEDICIS fournit pour chaque corrélation, un tableau avec les décalages en ligne et un tableau avec les décalages en colonnes, entre les positions des points homologues (Fig. 1.13a-b). Il permet également de contrôler les résultats de la corrélation grâce au coefficient de corrélation et à un tableau d'indicateurs, qui renvoie des valeurs différentes en fonction du résultat de la corrélation (Fig. 1.13). Une valeur de 1 signifie, par exemple, que la corrélation a réussi et que le coefficient de corrélation est élevé. Une valeur de -2 signifie que le pic de corrélation est au bord de la fenêtre de corrélation, ce qui suggère d'augmenter la taille de la fenêtre de recherche. Enfin, une valeur de -9 signifie que la corrélation a échoué. Ce corrélateur propose également de d'interpoler les données, pour lesquelles la corrélation a réussi, sur les zones où la corrélation a échoué. Enfin les routines de MEDICIS ont pu être intégrées aux routines d'IDL. Ainsi l'emploi de ce logiciel s'intègre parfaitement à notre chaîne de traitement.

La corrélation est optimale lorsque les images répondent au critère de Shannon. Le pas d'échantillonnage des images doit alors être supérieur à deux fois la fréquence maximale du signal (*Vadon et Massonnet, 2002*). L'application d'un filtre moyen glissant, de taille 4\*4 pixels, sur les images, leur permet de remplir ce critère.



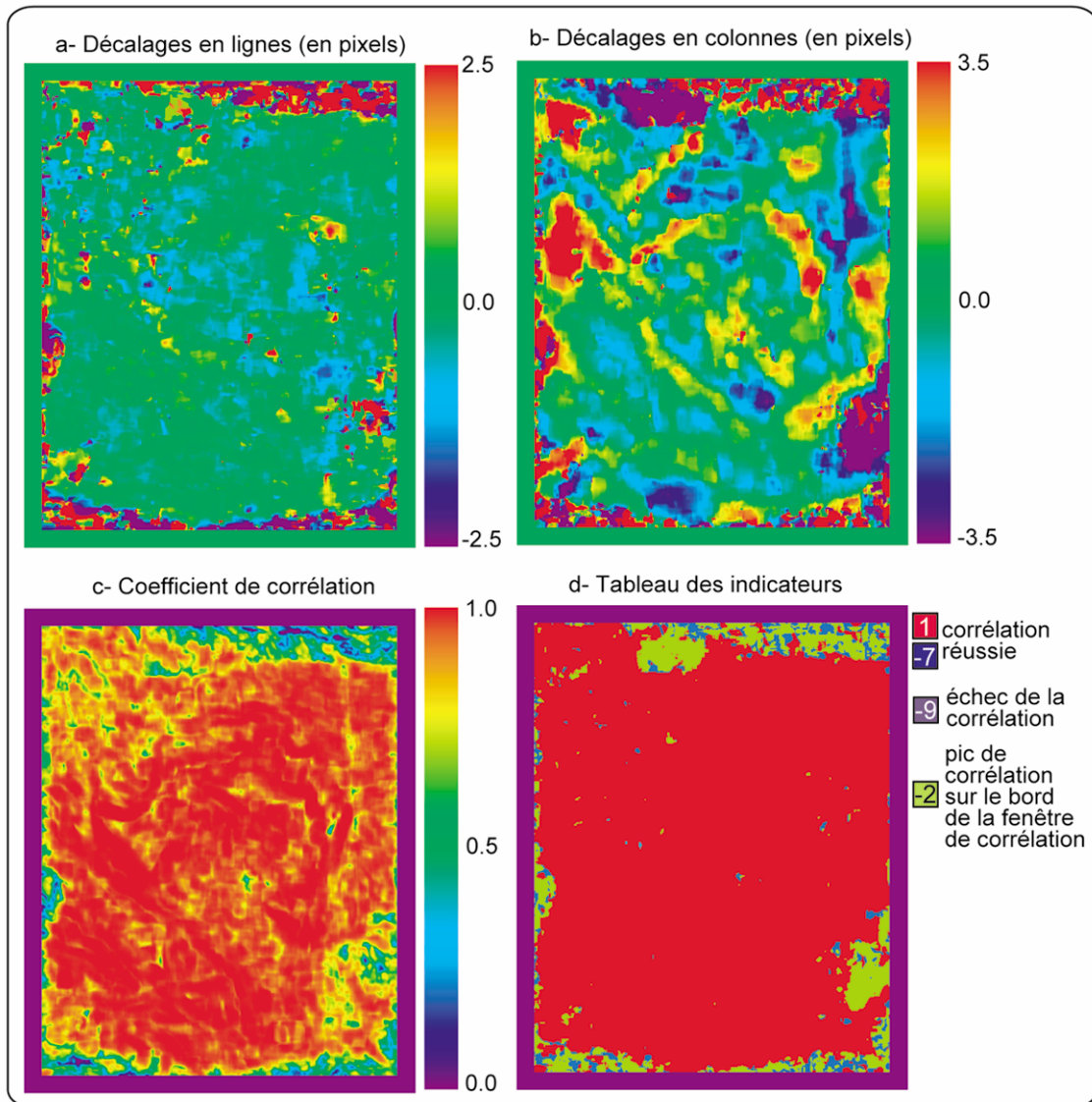


Figure 1.13 : Données du corrélateur MEDICIS. Décalages en (a) lignes et en (b) colonnes, (c) coefficients de corrélation et (d) tableau des indicateurs.

### Les problèmes de décorrélation

Quel que soit le corrélateur employé, la corrélation directe d'images aériennes haute résolution ne donne pas de résultats concluant. En effet des tests, réalisés à la fois avec le corrélateur des images Viking et MEDICIS, ont montré que les points qui ne corrélaient pas sont toujours majoritaires sur les zones étudiées.

La transformée de Fourier est un moyen performant pour mesurer des décalages en translation. Par contre, elle ne permet pas de mesurer des décalages en rotation, lorsque l'angle de rotation est important. Or, à haute résolution spatiale, la projection de la topographie sur deux clichés, acquis sous des angles différents, ne se traduit pas par une simple translation. La rotation

devient importante et aucun pic de corrélation n'apparaît (Fig. 1.14): c'est le phénomène de décorrélation. Ce phénomène n'intervenait pas pour les images Viking, car l'altitude d'acquisition de plusieurs centaines de kilomètres, se traduisait par une simple translation entre les projections de la topographie, sur les clichés stéréoscopiques.

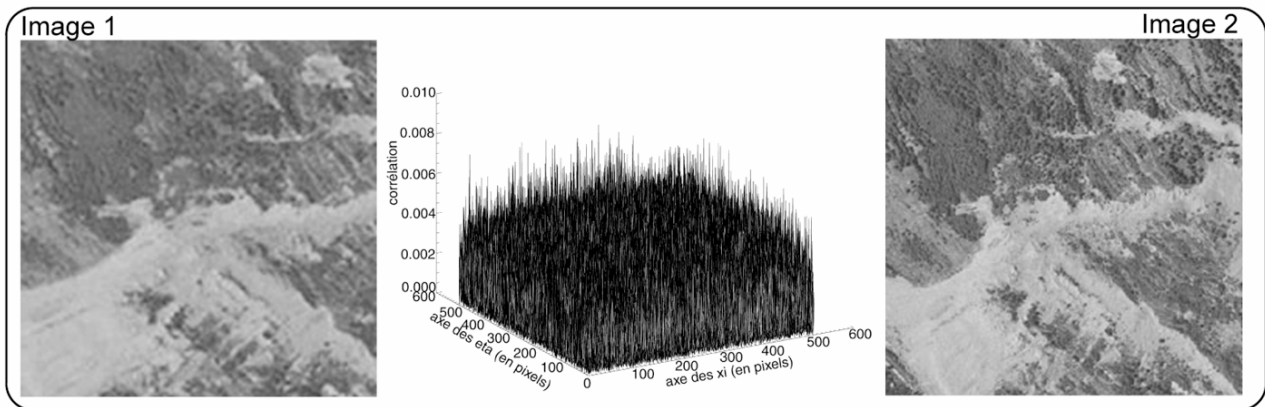


Figure 1.14 : Exemple de décorrélation lors de la phase de corrélation d'images aériennes.

#### 4.2.2. Le rééchantillonnage

Afin de résoudre ce problème de décorrélation, il devient nécessaire, préalablement à toute corrélation, de ramener la différence de projection de la topographie, entre deux clichés stéréoscopiques, à une simple translation. Le rééchantillonnage d'images est une solution qui permet de corrélérer des supports dans une géométrie proche. Deux types de rééchantillonnage ont été envisagés. Le premier est un rééchantillonnage local, développé en parallèle du corrélateur des images Viking. La seconde solution est le rééchantillonnage global de toute l'image à corrélérer. Ce système a été développé avec le corrélateur MEDICIS.

##### **Le rééchantillonnage local**

Le rééchantillonnage local est réalisé sur chaque fenêtre de corrélation et tient compte des pentes locales du terrain étudié (Kasser et Egels, 2001). La surface couverte par la fenêtre de corrélation, sur les deux images du couple stéréoscopique, est projetée sur des plans inclinés de pentes variables. Chaque couple « d'imagettes » ainsi projetées est ensuite corrélé (Casson et al., 2003a) (Fig. 1.15). Le couple « d'imagettes », caractérisé par le rapport signal sur bruit le plus élevé, est retenu (Eq. 1.31). Des corrélations successives, avec des tailles de fenêtres de corrélation décroissantes, sont réalisées, afin d'affiner le calcul du décalage entre les points homologues. Cette méthode ne permet cependant pas de corrélérer des zones fortement pentées. D'autre part, les temps de calculs deviennent rapidement prohibitifs, étant donné le nombre de cas à traiter.

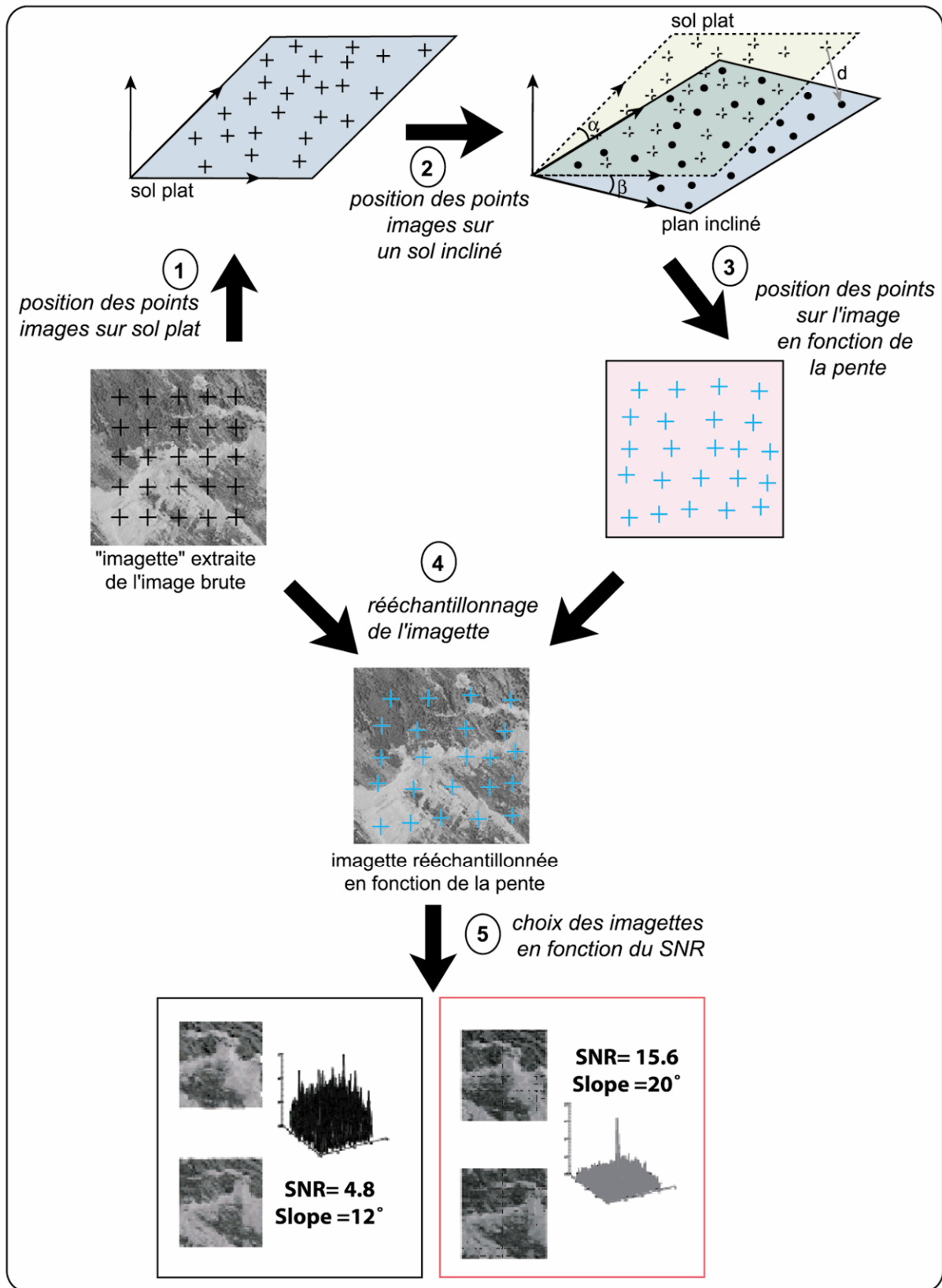


Figure 1.15 : Principe du rééchantillonnage local. Les « imagettes » retenues dans cet exemple sont encadrées en rouge.

### **Le rééchantillonnage global**

La méthode globale permet de rééchantillonner toute la zone d'étude, préalablement à l'étape de corrélation. Des points de contrôle homologues sont sélectionnés, afin de projeter l'image 2 du couple stéréoscopique, dans la géométrie de l'image 1 (Fig. 1.16). Ces points doivent être au moins au nombre de trois. Cette projection nécessite deux étapes : une triangulation est d'abord réalisée entre les positions des points de contrôle homologues de l'image 1, puis les valeurs radiométriques de l'image 2 sont interpolées, de manière bilinéaire, dans la géométrie de l'image 1. En conséquence, plus le nombre de points de contrôle est élevé et plus leur répartition est homogène sur la surface à rééchantillonner, plus le nombre de triangles est grand, et plus l'interpolation devient précise.

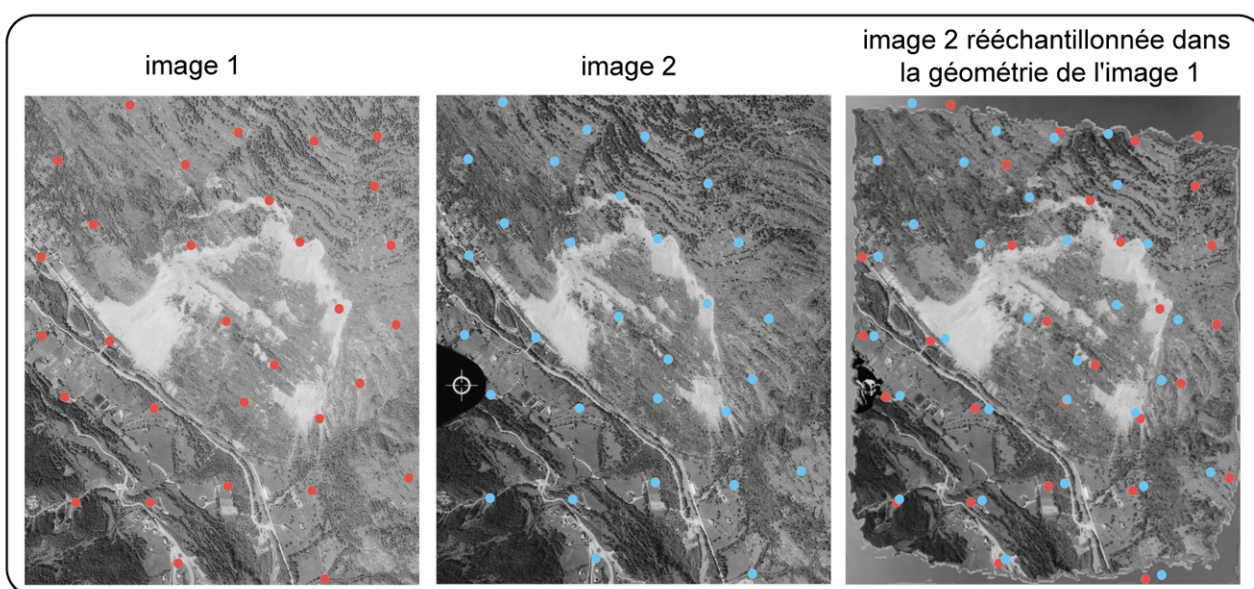


Figure 1.16 : Principe du rééchantillonnage global. La position des points de contrôle sur l'image 1 est marquée par des pastilles rouges et la position des points de contrôle sur l'image 2 par des pastilles bleues.

#### **4.2.3. Les étapes de la corrélation**

La solution du rééchantillonnage global, associé au corrélateur MEDICIS, a été retenue pour les phases de corrélation des couples stéréoscopiques des images aériennes. Ce choix est lié à la rapidité de MEDICIS par rapport au corrélateur des images Viking. Le rééchantillonnage global est également préféré au rééchantillonnage local car il est plus performant et plus rapide que ce dernier. L'association rééchantillonnage global/corrélateur MEDICIS permet en effet de réduire les temps de calcul d'un facteur 2, par rapport à l'association rééchantillonnage local/corrélateur des images Viking.

Des étapes successives de corrélation, réalisées à des résolutions spatiales différentes, sont nécessaires afin d'améliorer la qualité du résultat final. Le détail de ces étapes est présenté sur la figure 1.17.

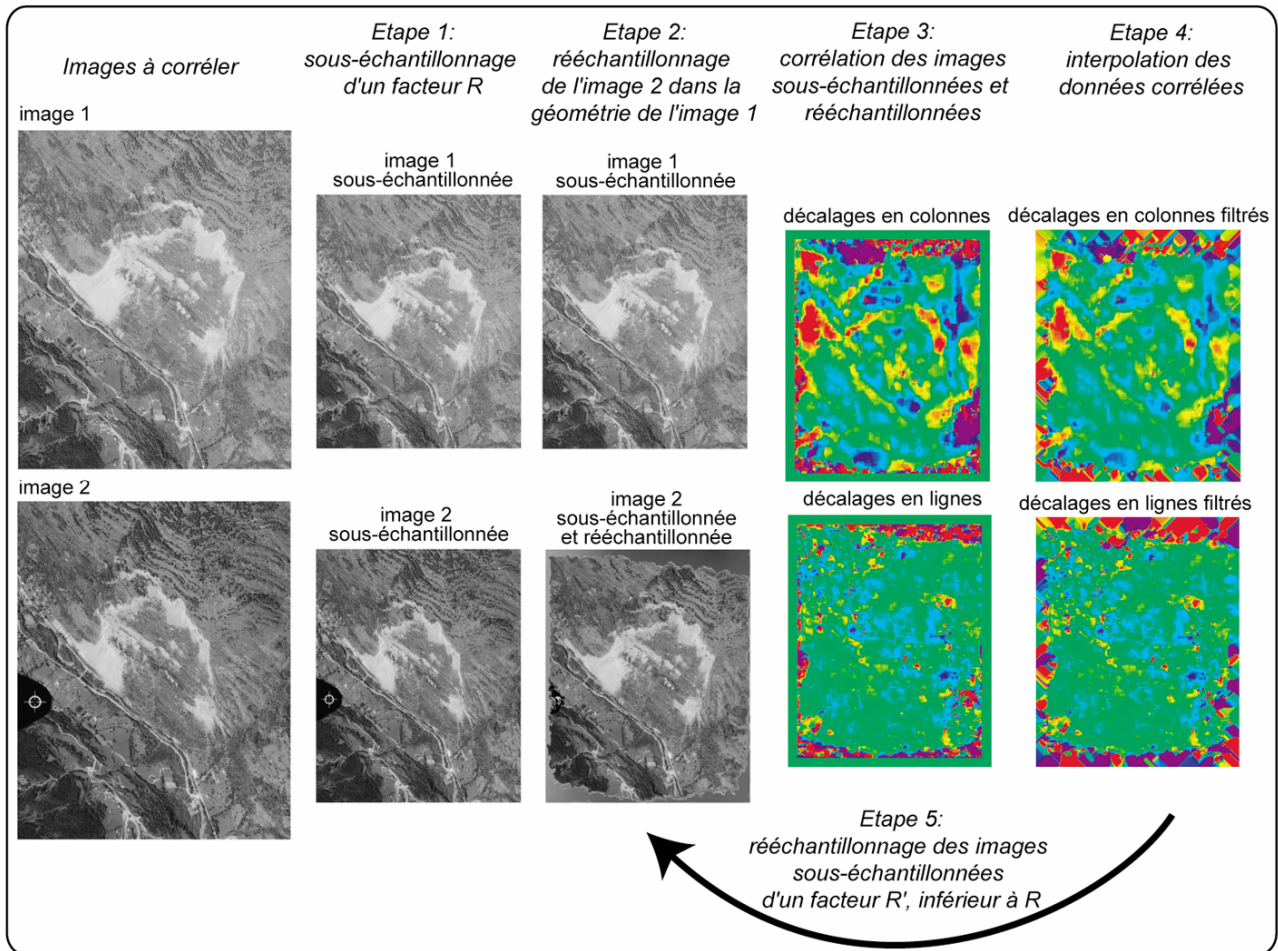


Figure 1.17 : Etapes de la corrélation MEDICIS avec un rééchantillonnage global.

- **Etape 1 :** Le sous-échantillonnage des images stéréoscopiques permet de travailler à différentes échelles spatiales, de la plus faible à la plus élevée. Le calcul des décalages peut ainsi être affiné, sans pour autant utiliser de grandes fenêtres de corrélation, qui ralentiraient les calculs.

- **Etape 2 :** L'image 2 est rééchantillonnée dans la géométrie de l'image 1, pour le couple de plus basse résolution spatiale. Cette projection est réalisée à partir de points de contrôle homologues, sélectionnés manuellement par l'opérateur sur la zone de recouvrement du couple stéréoscopique (Fig. 1.16). Le décalage initial entre les points homologues est calculé.

- **Etape 3 :** Une première phase de corrélation est réalisée. Elle débute par une corrélation de toute la surface d'étude, qui permet d'évaluer le décalage moyen entre les deux clichés rééchantillonnés. Ce décalage est en général inférieur à 2 pixels, le rééchantillonnage ayant permis de projeter les clichés dans une géométrie similaire. Puis la phase de corrélation sensus

stricto est réalisée, sur une fenêtre de corrélation de taille définie, avec un pas et une fenêtre de recherche adaptés aux supports.

- **Etape 4** : Les données de la première corrélation sont interpolées afin de combler les zones de décorrélation.

- **Etape 5** : Les points homologues corrélés lors de la première phase de corrélation sont utilisés pour rééchantillonner les clichés à une résolution supérieure.

- **Etape 6** : Une nouvelle corrélation est alors réalisée (**Etape 3**), suivie de l'interpolation des données corrélées (**Etape 4**).

Plusieurs phases de rééchantillonnage (**Etape 5**) et de corrélations (**Etape 6**) s'enchaînent, jusqu'à corréler les clichés en pleine résolution. A chaque étape, c'est le cliché brut qui est rééchantillonné. Les clichés corrélés à la dernière étape de la corrélation n'ont donc subi qu'un seul rééchantillonnage.

Les décalages obtenus au cours des corrélations successives sont utilisés afin de calculer les décalages totaux entre les points homologues. Etant donné que des phases de sous-échantillonnage et de rééchantillonnage des clichés sont réalisées, les décalages totaux ne sont pas égaux à la somme des décalages calculés à chaque étape de corrélation.

### **Effet du sous-échantillonnage**

Considérons dans un premier temps l'effet du sous-échantillonnage. Soit un couple stéréoscopique d'images sous-échantillonnées d'un facteur  $n$ , puis d'un facteur  $n'$  inférieur à  $n$ . Les décalages, obtenus lors de la corrélation des clichés sous-échantillonnés de  $n$ , doivent être multipliés par le facteur  $\frac{n}{n'}$ , afin d'être valides sur les images sous-échantillonnées d'un facteur  $n'$ .

### **Effet du rééchantillonnage**

Considérons maintenant l'effet du rééchantillonnage sur le calcul des décalages totaux. Soit deux images d'un couple stéréoscopique, représentées respectivement par les fonctions  $f(\mathbf{x})$  et  $g(\mathbf{x})$ ,  $\mathbf{x}$  matérialisant la position d'un point sur l'image.  $\mathbf{u}(\mathbf{x})$  représente le décalage entre les positions homologues du point  $\mathbf{x}$ , sur les deux images stéréoscopiques, tel que :

$$g(x + u(x)) = f(x) \quad (1.32)$$

Une première corrélation de  $f$  et de  $g$  permet de calculer le décalage  $\mathbf{u}_1(\mathbf{x})$  entre ces deux fonctions. Si ces décalages sont utilisés afin de rééchantillonner l'image 2 dans la géométrie de l'image 1, une nouvelle image, caractérisée par la fonction  $g_1$ , est calculée telle que:

$$g_1(x) = g(x + u_1(x)) \quad (1.33)$$

Une seconde corrélation est alors réalisée entre **f** et la fonction rééchantillonnée **g<sub>1</sub>**. Elle permet de calculer les décalages **u<sub>2</sub>(x)** entre ces deux fonctions. L'application des décalages **u<sub>2</sub>(x)**, pour rééchantillonner **g<sub>1</sub>**, permet de calculer une nouvelle image **g<sub>2</sub>**, qui est la composition des fonctions **g** et **g<sub>1</sub>** :

$$\begin{aligned} g_2(x) &= g_1(x + u_2(x)) \\ \Leftrightarrow g_2(x) &= g(x + u_2(x) + u_1(x + u_2(x))) \quad (1.34) \\ \Leftrightarrow g_2(x) &= g \circ g_1(x) \end{aligned}$$

Le décalage total  $u^{total}$  entre **f** et **g**, obtenu après ces deux corrélations successives, est égal à :

$$u^{total}(x) = u_2(x) + u_1(x + u_2(x)) \quad (1.35)$$

Le décalage total, au point **x**, correspond donc à la somme du décalage **u<sub>2</sub>** obtenu lors de la seconde corrélation, à la position **x**, et du décalage **u<sub>1</sub>** obtenu lors de la première corrélation, à la position **x+u<sub>2</sub>(x)**. Ce décalage se calcule en interpolant les décalages **u<sub>1</sub>** de la première corrélation, aux positions **x+u<sub>2</sub>(x)**. La formule (1.35) est généralisée pour exprimer le décalage total  $u_n^{total}$ , après la **n<sup>ième</sup>** corrélation, en fonction des décalages **u<sub>n-1</sub>** calculés à la **n<sup>ième</sup>-1** corrélation:

$$u_n^{total}(x) = u_n(x) + u_{n-1}(x + u_n(x)) \quad (1.36)$$

L'étape de corrélation permet finalement de construire les tableaux d'appariement des points homologues des images stéréoscopiques. Ces tableaux contiennent la position, en pleine résolution, de chaque point de l'image 1, et la position du point représentant le même objet sur l'image 2.

#### 4.2.4. Précision et résolution de la corrélation

Le coefficient de corrélation est un indicateur de la qualité de la corrélation. Plus sa valeur est proche de 1 et plus le décalage calculé est précis. Une carte des coefficients de corrélation est fournie à chaque étape de la corrélation (Fig. 1.13c).

La résolution de la corrélation dépend du pas de corrélation et de la taille de la fenêtre de corrélation. Plus le pas de corrélation et plus la taille de la fenêtre de corrélation sont petits, plus la résolution est élevée. Mais la résolution finale de la corrélation est également fonction du nombre de points effectivement corrélés aux cours des différentes étapes. La carte des « indicateurs » permet de contrôler ce paramètre, après chaque phase de corrélation. Les points effectivement corrélés sont caractérisés par un indicateur égal à 1 ou -7 (Fig. 1.13d).

### 4.3. Restitution topographique

Le calcul du MNT est l'étape finale de la stéréorestitution numérique. Elle permet de calculer la position sol ( $\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z}$ ), associée à chaque couple de points homologues, en fonction des paramètres d'orientation interne des caméras, des paramètres d'orientation externe, optimisés à la première étape de la stéréorestitution, et des tableaux d'appariement des points homologues, calculés lors de la phase de corrélation.

La méthode retenue pour cette étape s'apparente à celle développée pour les images Viking (*Baratoux et al., 2001*). Elle permet, en plus du MNT, de générer des cartes de précision de la restitution, selon chaque composante spatiale  $\mathbf{X}, \mathbf{Y}$  et  $\mathbf{Z}$  (*Baratoux et al., 2001 ; Casson et al., 2003a*).

#### 4.3.1. Principe de calcul du MNT

La relation vectorielle (1.12) permet de calculer un MNT initial grâce aux positions des points homologues et aux paramètres d'orientation interne et externe des caméras (*Casson et al., 2003a*). Le MNT final est obtenu à partir de ce MNT initial, au moyen d'une compensation par moindres carrés, qui s'appuie sur la relation de coplanéité (1.19). Les résidus, entre les positions images observées et les positions images calculées des points homologues, sont minimisés en ajustant chaque position sol ( $\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z}$ ), afin d'optimiser l'intersection des lignes de visées issues de chaque caméra (*Casson et al., 2003a*). Les positions images observées des points homologues sont fournies par les tableaux d'appariement. Les positions images calculées sont obtenues par le système d'équations (1.2), à partir des positions sol ( $\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z}$ ) du MNT initial et des paramètres d'orientation interne et externe des caméras. Les paramètres d'orientation externe sont désormais connus et constants, la linéarisation du système (1.2) s'écrit donc:

$$\begin{cases} \xi_{i1\_obs} - \xi_{i1\_calc} = \frac{\partial f_{\xi}}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial Z_i} dZ_i \\ \eta_{i1\_obs} - \eta_{i1\_calc} = \frac{\partial f_{\eta}}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial Z_i} dZ_i \\ \xi_{i2\_obs} - \xi_{i2\_calc} = \frac{\partial f_{\xi}}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_{\xi}}{\partial Z_i} dZ_i \\ \eta_{i2\_obs} - \eta_{i2\_calc} = \frac{\partial f_{\eta}}{\partial X_i} dX_i + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial Y_i} dY_i + \frac{\partial f_{\eta}}{\partial Z_i} dZ_i \end{cases} \quad (1.37)$$

Tous les points homologues corrélés ne permettent pas de calculer une position sol dans le MNT final. Ainsi, les points pour lesquels la compensation par moindres carrés n'aboutit pas, ou ceux qui présentent un résidu élevé après optimisation, sont éliminés. Le MNT final se présente, dans un premier temps, sous la forme d'un tableau de 3 colonnes ( $X, Y$  et  $Z$ ) et de  $n$  points. Ce



tableau est interpolé en deux dimensions afin d'obtenir une image du MNT (Fig. 1.18a). Cette interpolation se fait en deux étapes : une triangulation est d'abord réalisée sur les coordonnées X et Y, puis les valeurs de Z sont interpolées sur cette surface, au moyen d'un rééchantillonnage bilinéaire. Le MNT 2D ainsi obtenu est ensuite filtré, afin d'éliminer les points faux qui se caractérisent par des gradients topographiques forts. Un MNT médian est d'abord calculé puis soustrait au MNT brut. Lorsque cette différence est supérieure à un seuil donné, le point du MNT est éliminé (Casson *et al.*, 2003a). Le MNT est ensuite réinterpolé.

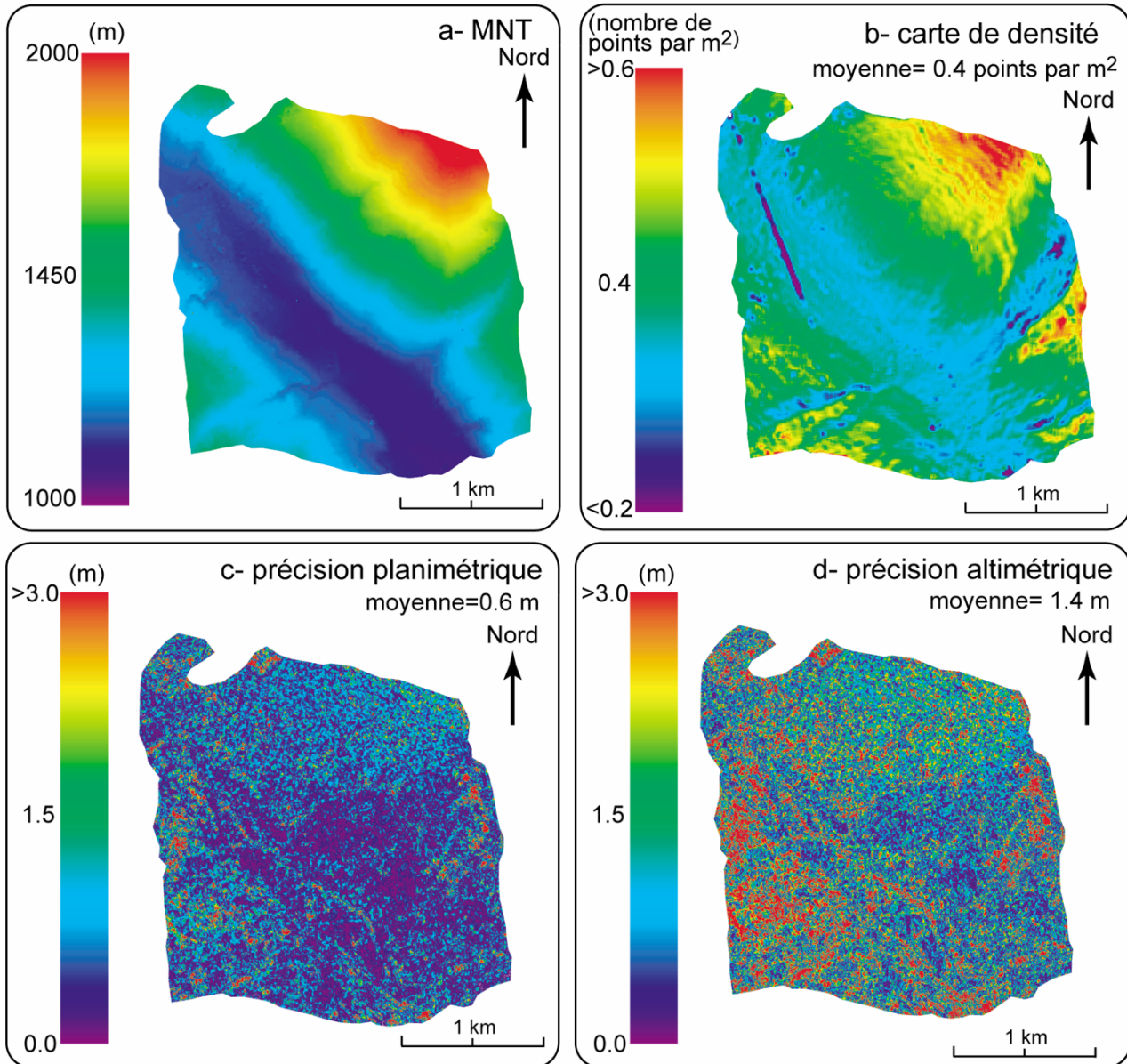


Figure 1.18: Résultats de la restitution 3D à partir de deux images stéréoscopiques du glissement de la Clapière, acquises par l'IGN en 1995. (a) MNT interpolé avec un pas de 1 m et filtré, (b) carte de densité et cartes de précisions relatives (c) planimétriques et (d) altimétriques.

#### 4.3.2. Précision et résolution des MNT

Le MNT interpolé a une résolution apparente égale au pas d'échantillonnage choisi pour l'interpolation. Ce pas tient compte de la résolution sol initiale des images stéréoscopiques et de la résolution de la corrélation. La résolution réelle du MNT est cependant variable sur la surface imagée. Elle dépend en effet de la densité de points, effectivement calculés, sur une surface donnée, préalablement à l'interpolation. Elle est donc fonction du nombre de points éliminés lors de la corrélation puis lors de la construction du MNT (*Baratoux et al., 2001*). La figure 1.18b montre un exemple de carte de densité qui met en évidence la variation spatiale de la résolution sur la surface du MNT.

Les écarts types des variables **X**, **Y** et **Z** sont calculés par l'équation (1.27), en chaque point du MNT, en fonction des résidus issus de la compensation par moindres carrés (*Baratoux et al., 2001*). Ces écarts types caractérisent l'écart à l'intersection entre les lignes de visées, pour chaque point du MNT selon les directions **X**, **Y** et **Z**. Ils sont donc représentatifs de la précision de la restitution de la topographie, encore appelée précision relative (*Casson et al., 2003a*). Ces valeurs servent à construire une carte de précision planimétrique et une carte de précision altimétrique pour chaque MNT (Fig. 1.18c-d).

## 5. Application aux images de l'Institut Géographique National (IGN)

La méthode pour restituer automatiquement la topographie, à partir de couples stéréoscopiques, a d'abord été appliquée aux images de la base de données de l'Institut Géographique National (IGN). Le développement et à la validation de cette méthodologie a été réalisé à partir de ces supports. Ces images ont d'abord été choisies car leur résolution spatiale et temporelle est adaptée à l'étude des glissements de terrain. De plus, les caractéristiques de prises de vue, et les données mises à disposition par l'IGN, répondent aux exigences de la méthodologie développée.

### 5.1. Caractéristiques d'acquisition des images IGN

L'IGN acquiert des images aériennes depuis 50 ans sur le territoire français, avec une résolution temporelle de quelques années en moyenne (*Pothérat et al., 1999*). Les prises de vues sont quasi verticales (Fig. 1.19). L'angle entre la ligne de visée et la verticale est donc inférieur à 3° (*Jensen, 2000*). Le vecteur d'acquisition des clichés est un avion qui réalise des lignes de vol quasi rectilignes et parallèles entre elles (Fig. 1.19). Les images sont acquises successivement le long d'une ligne de vol avec un recouvrement de 60% environ entre elles (*Pothérat et al., 1999 ; Jensen, 2000*). Deux images successives forment donc un couple stéréoscopique. Le recouvrement entre les clichés appartenant à des lignes de vol consécutives est de 20 à 30% (Fig. 1.19). Aucun cliché n'est acquis durant les virages entre les lignes de vol (*Jensen, 2000*). Les chambres d'acquisition sont en général analogiques et fournissent des clichés en noir et blanc ou en couleurs, sous forme de planches contact de 23\*23 cm<sup>2</sup> (Fig. 1.19). Chaque chambre d'acquisition est équipée de 4 ou 8 repères de fond de chambre (*Pothérat et al., 1999 ; Jensen, 2000*) qui apparaissent sur le cliché sous forme de points dits fiduciaux (Fig. 1.19). La focale couramment utilisée pour l'acquisition de ces clichés est de 152 mm. Les prises de vue sont en général réalisées à des altitudes comprises entre 750 m et 4500 m environ. L'échelle des clichés varie entre 1:5 000 et 1:30 000 (*Pothérat et al., 1999*) et la surface couverte au sol par un cliché s'étend donc de 1.2 et 47.6 km<sup>2</sup>.

L'IGN calibre régulièrement ses chambres d'acquisition et fournit donc, sur demande, les certificats de calibration de ses caméras (Annexe 1). Ces certificats contiennent les valeurs précises de la focale, de la position du centre optique de la caméra et de sa distorsion radiale et tangentielle. L'IGN propose également une version numérisée de ses clichés analogiques. Sur demande, la numérisation peut être réalisée sur un scanner photogrammétrique (*Wolf et Dewitt, 2000*), ce qui limite la distorsion liée à cette étape. La résolution du scannage est évaluée afin que

les clichés conservent leur résolution sol métrique. Sa valeur moyenne varie entre 1000 et 1200 pixels par pouces (dpi), d'où une résolution image de l'ordre de 20 à 25  $\mu\text{m}$ .

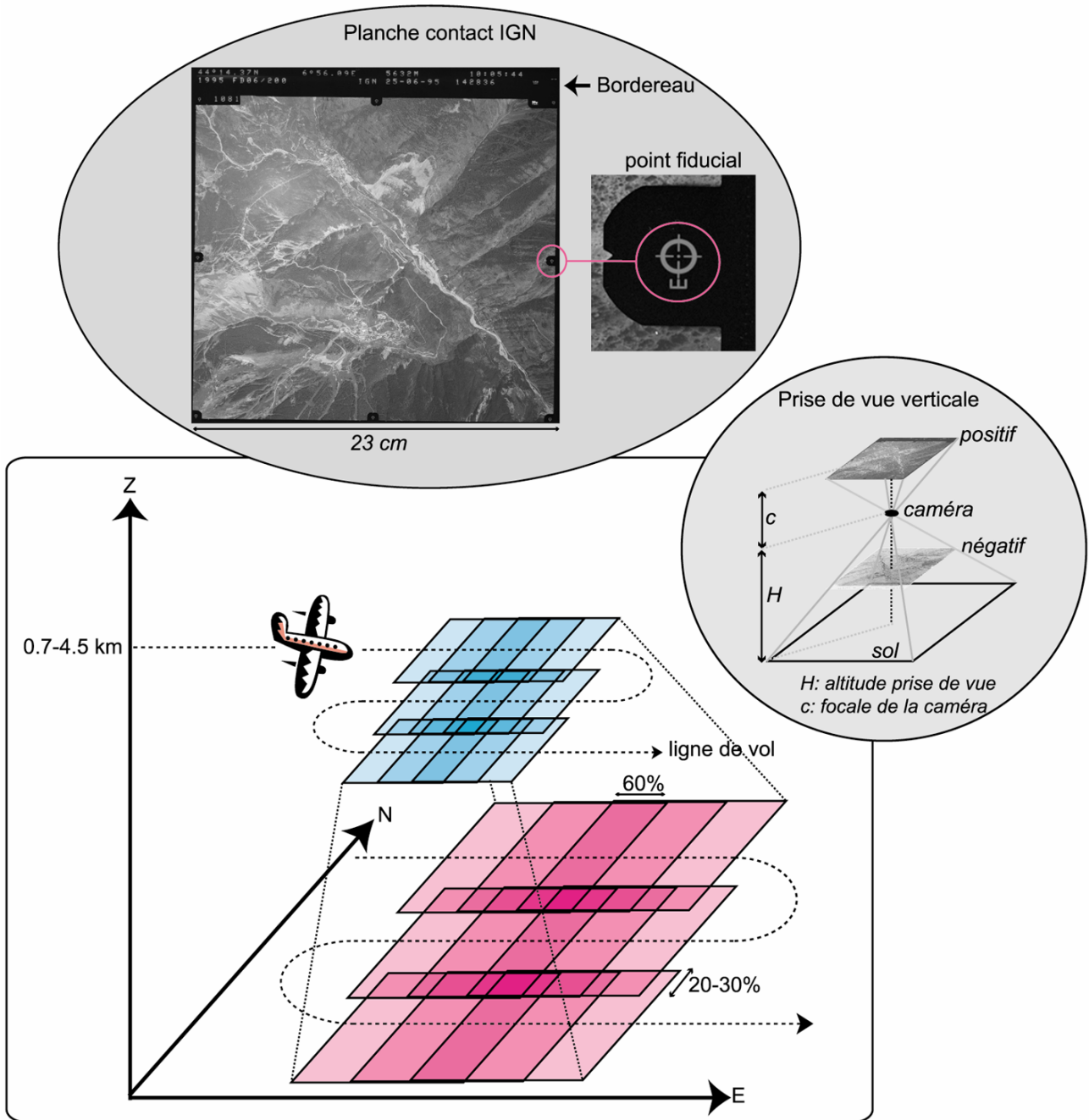


Figure 1.19 : Caractéristiques des clichés de l'IGN.

## 5.2. Prétraitement des données

Les paramètres à connaître préalablement à l'application de la méthodologie de restitution de la topographie sont :

- les paramètres d'orientation interne des caméras,
- les paramètres approchés d'orientation externe des caméras,
- la résolution image des clichés.

### **Paramètres d'orientation interne des caméras**

Les paramètres d'orientation interne, à savoir la focale et la position du centre optique de la caméra, sont fournis par le certificat de calibration de la chambre d'acquisition (Annexe 1). Chaque chambre d'acquisition est également affectée par deux types de distorsions : la distorsion tangentielle et la distorsion radiale. La distorsion tangentielle, liée à l'assemblage de la lentille de la chambre d'acquisition, affecte la symétrie de cette lentille (*Mikhail et al., 2001*). La distorsion radiale correspond à l'écart observé entre la position d'un point image et sa position théorique. Elle est liée à des variations de l'angle entre le rayon optique et l'axe optique. Cette distorsion varie en fonction de la distance à l'axe optique (*Mikhail et al., 2001*). Ces données de distorsion ne sont, pour l'heure, pas prises en compte dans la méthodologie présentée ici.

### **Paramètres approchés d'orientation externe des caméras**

Pour les missions récentes, en général postérieures à 1995, les bordereaux des clichés indiquent l'altitude de prise de vue **H** et la position du centre du cliché dans le repère sol (Fig. 1.19 - *Pothérat et al., 1999*). Pour les missions plus anciennes, la position planimétrique des caméras est estimée à partir des plans de mission de l'IGN (Annexe 2), qui situent le centre de chaque cliché sur un fond topographique au 1 :25 000<sup>e</sup>. Lorsqu'elle n'est pas fournie, l'altitude de prise de vue est évaluée de manière approchée par la relation (1.38) déduite du théorème de Thalès (Fig. 1-20 - *Jensen, 2000*) :

$$H = Z_{\text{moy}} + \frac{cD}{d} \quad (1.38)$$

**H** est l'altitude de prise de vue par rapport au niveau de la mer et **Z<sub>moy</sub>** l'altitude moyenne de la zone d'étude par rapport au niveau de la mer. Cette altitude est en général estimée cartographiquement ou en moyennant les altitudes des points de contrôle absolus. Le terme  $\frac{cD}{d}$  représente l'altitude de prise de vue au dessus du sol. **c** est la focale de la chambre d'acquisition, **D** la distance entre deux points de contrôle absolus au sol et **d** la distance entre ces deux mêmes points sur l'image (Fig. 1.20) :

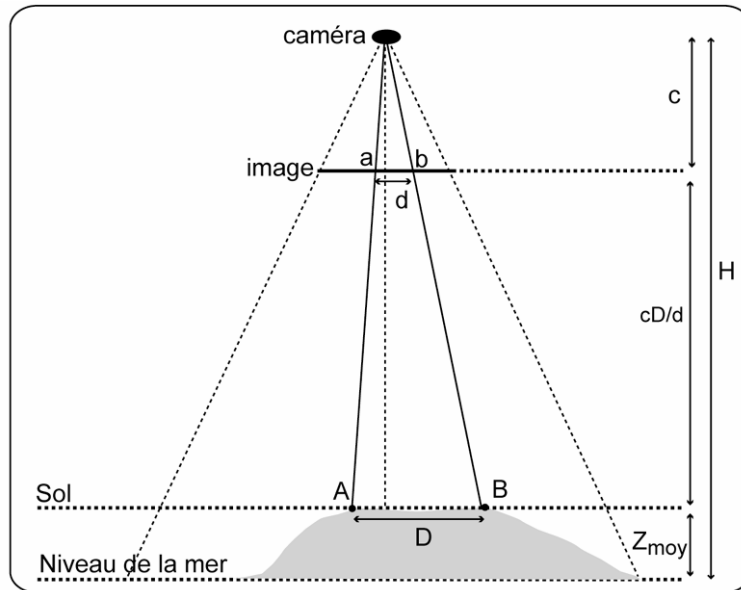


Figure 1.20 : Estimation de l'altitude de prise de vue d'un cliché avec **A** et **B**, les positions des points de contrôle absolus dans le repère sol et **a** et **b**, leur position sur l'image.

Les prises de vue étant verticales, les angles de visée initiaux  $\omega$  et  $\varphi$ , qui matérialisent la rotation autour des axes **X** et **Y**, sont initialisés à 0. L'angle  $\kappa$  est évalué en fonction de l'angle moyen autour de **Z**, entre le repère sol et le repère image métrique (Fig. 1.4). Par exemple, si la ligne de vol est parallèle à l'axe Est-Ouest du repère sol et dirigée vers l'Est,  $\kappa$  est initialisé à 0. Si la ligne de vol est parallèle à l'axe Nord-Sud et dirigée vers le Sud l'angle initial  $\kappa$  est égal à  $\pi/2$ . Ces informations sur les positions et les angles de visée des caméras servent de paramètres approchés d'orientation externe.

### **Résolution image du cliché**

La résolution image du cliché est calculée à partir des positions des points fiduciaux dans le repère image métrique. Ces positions sont fournies par le certificat de calibration de la caméra. Ces données permettent de calculer les distances **D**, en mètres, entre les différents repères fiduciaux. Les distances **dpx** en pixels entre les différents points fiduciaux sont calculées grâce au logiciel ENVI. La résolution image est alors égale au rapport **D/dpx** (Fig. 1.6).

### **5.3. Sélection des points de contrôle absolus et relatifs**

Les points de contrôle sont positionnés sur chaque image, dans le repère image pixel, grâce au logiciel ENVI. Cette sélection est manuelle afin de permettre un bon contrôle par l'opérateur de la qualité de positionnement de ces points.

### **Points de contrôle relatifs**

Les points de contrôle relatifs sont sélectionnés sur la zone de recouvrement entre les clichés stéréoscopiques. Le pointage doit être homogène sur cette surface et au moins 100 points sont sélectionnés.

### **Points de contrôle absolus**

Les points de contrôle absolus sont d'abord mesurés au sol, par un GPS monofréquence MAGELLAN Promark X-CM. Les données obtenues n'ont pas subi de traitement différentiel. La précision de ces points est donc décimétrique. Ces points sont sélectionnés sur des zones stables, afin de pouvoir être utilisés sur des clichés d'années différentes. Les points localisés au sol sont ensuite positionnés sur les images, avec le logiciel ENVI. Ils peuvent être localisés hors de la zone de recouvrement entre les clichés. L'altitude de ces points est utilisée pour calculer l'altitude moyenne de la zone d'étude  $Z_{moy}$ . Le nombre et la répartition des points de contrôle absolus sur la zone d'étude sont variables. En effet, ces paramètres sont fonction de l'accessibilité au site par l'opérateur, mais aussi de la perdurance de ces points au cours du temps. Par exemple, un point localisé à un carrefour, en 2000, peut ne pas être visible sur un cliché de 1988, si le carrefour a été modifié entre ces deux dates. Dans la mesure du possible, au moins 10 points absolus sont enregistrés.

## **5.4. Application de la chaîne de restitution automatique de la topographie aux images IGN**

La méthodologie de restitution automatique de la topographie peut s'appliquer aux images IGN car celles-ci sont acquises en prises de vue verticales et forment des couples stéréoscopiques. Les données nécessaires à la construction de MNT sont disponibles : les certificats de calibration fournissent les paramètres d'orientation interne des caméras et les paramètres approchés d'orientation externe peuvent être estimés. La méthodologie ne permet pas, actuellement, d'intégrer les données des photographies couleurs. Les images en noir et blanc sont donc préférées. Chaque étape est ensuite réalisée en adaptant la méthodologie aux supports considérés.

- **optimisation des paramètres d'orientation externe des caméras** : les paramètres d'orientation interne et les paramètres approchés d'orientation externe des caméras sont connus. Des points de contrôle absolus et relatifs sont disponibles. Une orientation « en bloc » des caméras est donc réalisée. Le repère sol choisi est le repère cartographique en projection conique Lambert II étendu. La précision finale de l'optimisation de la position des caméras est de l'ordre de

20 m en moyenne. Cette valeur est en accord avec la précision décimétrique des données GPS. La précision moyenne des angles de visées, après optimisation, est de l'ordre de 0.001 radians soit 0.05°.

- **corrélation des images stéréoscopiques**: la phase de corrélation n'est pas réalisée sur toute la surface de recouvrement entre les clichés stéréoscopiques. En effet, étant donné la taille des clichés IGN (presque 100 millions de pixels), le rééchantillonnage de toute la surface de recouvrement nécessite une mémoire vive, supérieure à celle disponible sur nos ordinateurs. La corrélation est donc réalisée uniquement sur la zone d'intérêt pour l'étude. Les paramètres de corrélation utilisés sont présentés dans le tableau 1.2. Trois corrélations successives sont réalisées sur des images de résolutions croissantes, avec un pas de corrélation constant, égal à 1, et sur des fenêtres de corrélation de plus en plus petites, afin d'affiner le positionnement des points homologues. La première corrélation utilise les images sous-échantillonnées d'un facteur 8 et rééchantillonnées grâce aux points de contrôle relatifs localisés sur les extraits à corrélés. Au besoin, une densification de ces points peut être apportée par l'opérateur. Un minimum d'une centaine de points, régulièrement répartis sur la zone à corrélés, est demandé. Le rééchantillonnage des images au cours des corrélations 2 et 3 est réalisé à partir des points corrélés aux étapes 1 et 2. Actuellement, et toujours pour des problèmes de mémoire vive, le rééchantillonnage des extraits des images IGN, en pleine résolution, n'est pas envisageable. De plus, des tests ont montré que les coefficients de corrélation en pleine résolution étaient, pour la majorité, inférieurs aux coefficients de corrélation obtenus avec un sous-échantillonnage de facteur 2. Ce phénomène s'explique par une augmentation importante du bruit de fond en pleine résolution. Pour ces raisons, les tableaux d'appariement des points homologues sont construits à partir des positions des points homologues, calculées après la corrélation 3, réalisée sur des clichés sous-échantillonnés d'un facteur 2. Cet enchaînement d'étapes permet de corrélés plus de 70% des points. Après la corrélation 3, plus de 70% des points corrélés ont un coefficient de corrélation supérieur à 0.7.

Tableau 1.2 : Paramètres de la corrélation pour les images IGN.

	Corrélation 1	Corrélation 2	Corrélation 3
<b>Facteur de sous-échantillonnage</b>	8	4	2
<b>Taille de la fenêtre de corrélation (pixels)</b>	25*25	15*15	13*13
<b>Pas de corrélation (pixels)</b>	1*1	1*1	1*1
<b>Taille de la fenêtre de recherche (pixels)</b>	15*15	8*8	6*6



- **Construction du MNT** : Le MNT calculé avec les images IGN est interpolé avec un pas de d'échantillonnage de 1 m (Fig. 1.18a). Celui-ci a été choisi en fonction de la résolution sol moyenne des clichés bruts. Les points, dont le résidu sur l'image est supérieur à 1 mm, après le calcul du MNT par compensation par moindres carrés, sont éliminés. Ils représentent entre 10 et 15 % des points calculés. Un filtre médian de 30\*30 pixels est ensuite appliqué au MNT interpolé. Lorsque la différence entre le MNT brut et le MNT médian est supérieure à 15 m, le point est éliminé. Ce filtrage élimine 5 % des points en moyenne. Les cartes de précision relative des MNT mettent en évidence la précision métrique de la restitution de la topographie, en altimétrie et en planimétrie (Fig. 1.18c-d).

## 5.5. Discussion

L'application de la méthodologie de restitution automatique de la topographie, aux images IGN, a permis de générer des MNT de résolution et de précision métrique. Six heures de calcul suffisent pour générer un MNT de 1 km<sup>2</sup> de résolution métrique. L'opérateur n'intervient que pour la phase de prétraitement des supports stéréoscopiques, puis, pour le contrôle des données générées au fur et à mesure du calcul. Les objectifs fixés initialement sont donc atteints. Quelques points pourraient cependant être améliorés :

- Il faudrait, dans un premier temps, prendre en compte les distorsions radiales et tangentielles des caméras pour le calcul du MNT. La distorsion radiale des chambres photogrammétriques professionnelles est en générale inférieure à 5 µm sur l'image (*Kraus et Waldhäusl, 1994 ; Wolf et Dewitt., 2000 ; Mikhail et al., 2001*). Les certificats de calibration des images IGN le confirment. La résolution image des clichés IGN est de l'ordre de 20 µm. L'erreur sur l'image, liée à la distorsion radiale, est donc inférieure à 0.25 pixels. La précision relative finale des MNT est de l'ordre du mètre, ce qui correspond à 1 pixel sur l'image. L'erreur engendrée par la distorsion radiale est donc inférieure à l'erreur finale des MNT. La distorsion tangentielle est inférieure à la distorsion radiale dans le cas de caméras professionnelles (*Wolf et Dewitt., 2000*). Le fait de négliger les distorsions caméras dans le cas des images IGN n'est donc pas dommageable pour la qualité finale des MNT.

- La précision des points absolus utilisés pour l'orientation externe des caméras influe sur la précision de ce calcul. L'utilisation de points GPS n'ayant pas subi de traitement différentiel est donc dommageable pour la précision de positionnement des caméras, et donc, pour la précision finale absolue des MNT. A terme, il est donc nécessaire d'intégrer des points GPS différentiels, afin d'améliorer la qualité de nos résultats. Ceci a notamment été réalisé avec les images acquises par le DRONE.

- La méthode n'est pour l'instant développée que pour un système de coordonnées sol en projection conique Lambert II étendue et seules les images noir et blanc sont traitées. Il serait appréciable d'intégrer d'autres systèmes cartographiques et de pouvoir développer une interface applicable aux images couleurs, notamment pour la phase de corrélation.

## 6. Application aux images DRONE

Afin de tester l'adaptabilité de notre méthode de restitution automatique de la topographie, à différents types de supports, des MNT ont été générés à partir de couples stéréoscopiques de très haute résolution spatiale, acquis au moyen d'un DRONE. Cet appareil permet d'adapter la résolution spatiale et temporelle des acquisitions, en fonction des besoins. L'exemple présenté ici met en évidence le potentiel de la méthodologie de restitution de la topographie, avec de telles images, notamment en terme de précision de la restitution. La carrière Fayol, dans la Drôme, est le site retenu pour réaliser ces tests, qui s'inscrivaient dans une étude commandée par le carrier à la société IMAGE SARL.

### 6.1. Le système d'acquisition DRONE

L'appareil utilisé pour les missions d'acquisition très haute résolution est un DRONE Pixy©23-40 (Fig. 1.21a). Il a été développé et breveté par l'Institut de Recherche et Développement (IRD) de Montpellier. Il est commercialisé par la société ABS AEROLIGHT d'Orange. Cet engin radiocommandé, de type parapente à moteur, est dédié à la télédétection rapprochée. Il est équipé d'un moteur de 23 cm<sup>3</sup> de 1850 g, à combustion classique deux temps et à allumage électronique (*ABS aerolight, 2002*). Sa puissance est de 3.4 CV à 17000 tr/min. Il ne sera cependant utilisé qu'à mi-régime et dans son meilleur couple, afin de diminuer le bruit du moteur et d'augmenter sa fiabilité (*ABS aerolight, 2002*). L'appareil est propulsé par une hélice bipale en bois (Fig. 1.21a) pouvant atteindre un régime de 8000 tours/min. La voilure, de type parachute, a une surface de 3.8 m<sup>2</sup> (Fig. 1.21b). La vitesse du drone varie entre 15 et 45 km/h en fonction de la vitesse du vent, de la pression et de la température ambiante. Le train d'atterrissage est constitué de trois roues basse pression (Fig. 1.21a), qui participent à l'amortissement de l'appareil au moment de l'atterrissage (*ABS aerolight, 2002*). L'altitude réglementaire de vol est de 150 m au maximum, au-dessus du sol. Des tests ont cependant été réalisés à plus 500 m, avec les autorisations nécessaires. La portée de la télécommande est de 3 km.

Le châssis forme une cellule permettant de fixer le matériel d'acquisition. Le système de fixation est composé de petits vérins (Fig. 1.21a), qui maintiennent les appareils d'acquisition en position de prise de vue verticale, quelle que soit la position du DRONE. Sachant que la masse à

vide du drone est de 6 kg et que sa masse totale ne doit pas excéder 11 kg (ABS aerolight, 2002), la masse maximale du matériel embarqué ne doit pas dépasser 5 kg. Cet appareil est très sensible au vent, du fait de la présence de la voile et de sa faible vitesse. Il est donc recommandé de ne pas voler avec un vent de plus de 15 km/h (ABS aerolight, 2002). Un vent nul est même conseillé pour une qualité de prises de vue optimale.

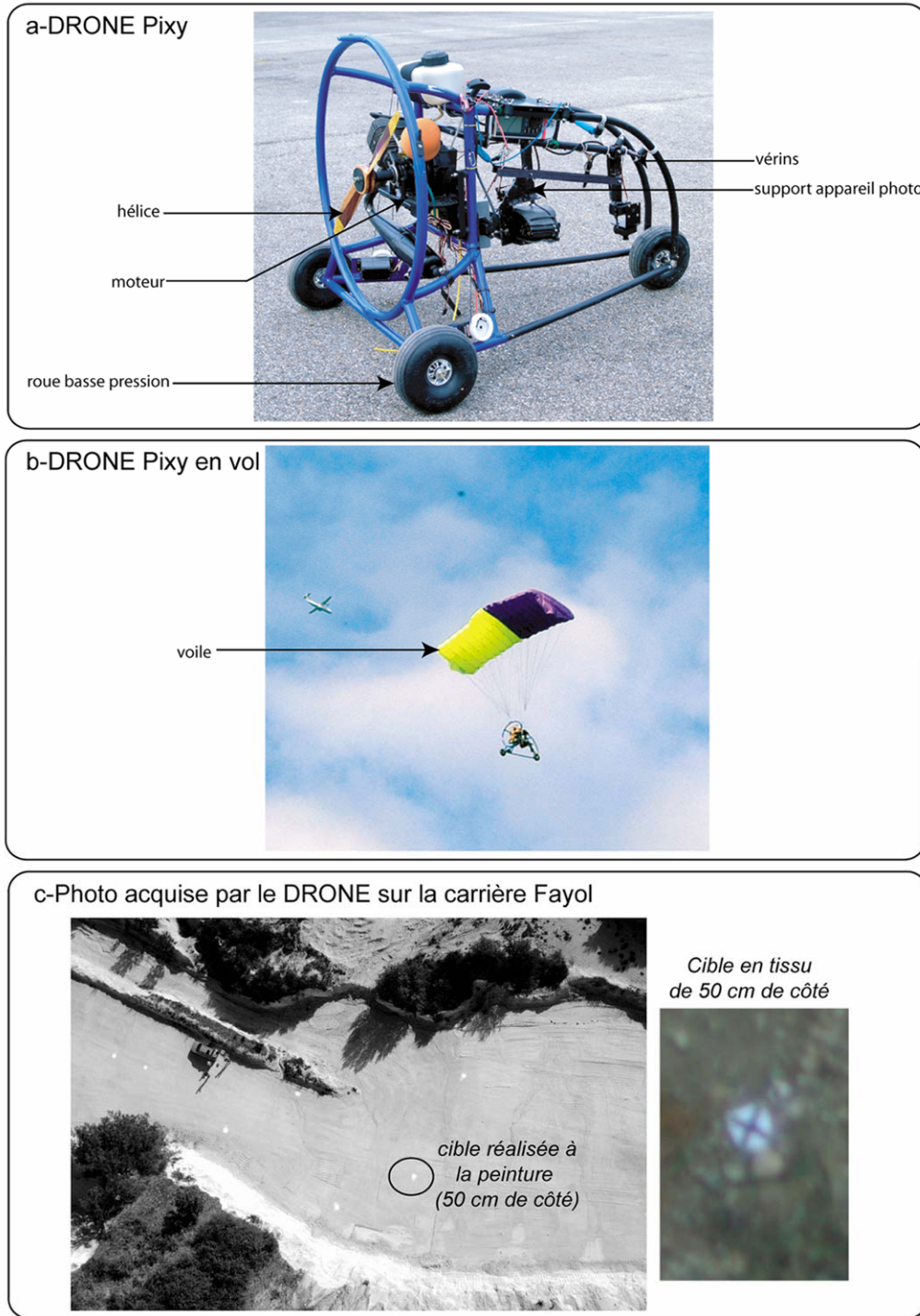


Fig. 1.21 : Le drone Pixy - (a) Détail de l'appareil, (b) appareil en vol, (c) image acquise par le DRONE sur la carrière Fayol.

Le matériel embarqué sur le drone se compose d'un appareil photographique numérique Fuji S2 Pro et d'un GPS monofréquence GARMIN 76. L'appareil photo est équipé de zooms interchangeables, sélectionnés en fonction des objectifs de chaque mission. Trois zooms sont actuellement disponibles : un 18-35 mm, un 35 mm et un 50 mm. La vitesse et l'ouverture de l'appareil sont réglées manuellement et un système de prises de vue en rafale permet de réaliser des acquisitions stéréoscopiques. Le GPS embarqué enregistre la position du DRONE toutes les secondes et la transmet au sol en temps réel. Un système de retour vidéo permet de suivre le trajet du drone sur un écran de contrôle au sol. Ce système est utilisé pour contrôler le déclenchement de l'appareil photo, afin d'imager les zones souhaitées. Le système d'acquisition présenté ici permet d'envisager une résolution sol de quelques centimètres (Fig. 1.21c).

## **6.2. Acquisition et caractéristiques des clichés DRONE sur le site de la carrière Fayol**

Les images de la carrière Fayol ont été acquises avec le DRONE les 14 et 15 Mai 2002 (Fig. 1.21c). L'appareil était équipé de l'objectif 18-35 bloqué en position 18 mm. La vitesse du vent étant proche du seuil critique, les lignes de vol étaient donc perturbées et peu rectilignes. Cependant, la qualité des images permet de leur appliquer la méthodologie précédemment développée.

### **Paramètres d'orientation interne de la caméra et résolution image**

Les paramètres d'orientation interne de la caméra ne sont pas connus précisément, l'appareil photo n'ayant pas été calibré. La fiche technique de l'appareil photo donne cependant accès à certaines informations. La focale peut ainsi être évaluée en multipliant la valeur de l'objectif par 1.5. La taille de la matrice CCD est également fournie par le constructeur de l'appareil. Elle permet de calculer la résolution image du cliché, en divisant sa taille en pixels, soit  $3024 \times 2064$  pixels<sup>2</sup>, par sa taille en millimètres, soit  $23 \times 15.5$  mm<sup>2</sup>. La position du centre optique et les distorsions radiales et tangentielles de l'appareil ne sont, par contre, pas connues et sont donc supposées nulles pour la suite.

### **Paramètres approchés d'orientation externe de la caméra**

Les valeurs approchées des paramètres d'orientation externe des caméras sont évaluées par l'opérateur, à partir des données d'acquisition. Les données du GPS embarqué permettent d'évaluer l'altitude moyenne des prises de vue, qui est de 150 m dans notre exemple. Le GPS n'enregistre pas l'instant de prise de vue et ne permet donc pas d'estimer la position des centres des clichés. Les baselines étant faibles, l'utilisation d'une carte standard au 1 :25 000<sup>e</sup> n'est pas

envisageable. L'opérateur évalue la baseline **B**, selon le principe présenté sur la figure 1.20. La distance au sol **B**, entre les deux caméras est donc égale à (*Jensen, 2000*):

$$B = \frac{(H - Z_{moy}) * d}{c} \quad (1.39)$$

avec **(H-Z<sub>moy</sub>)**, l'altitude de la prise de vue au-dessus du sol, **c** la focale et **d** la distance sur l'image, entre les positions des deux centres géométriques **FC** des images.

Les prises de vue étant supposées verticales, les angles de visée  $\omega$  et  $\varphi$  sont initialisés à 0, comme pour les clichés IGN, et l'angle  $\kappa$  est estimé en fonction de l'angle entre le repère sol et le repère image métrique.

### 6.3. Sélection des points de contrôle

Une centaine de points de contrôle relatifs sont sélectionnés sur la zone de recouvrement entre les clichés stéréoscopiques. Les points de contrôle absolus sont des cibles disposées au sol avant chaque mission. Ces cibles sont des carrés de 50 cm de côté, barrés d'une croix. Elles sont, soit peintes en orange directement sur le sol, soit découpées dans du tissu blanc sur lequel est collée une croix noire (Fig. 1.21c). Selon la résolution du cliché, deux systèmes de pointage des points de contrôle absolus sur l'image sont donc disponibles : soit le carré, soit la croix. La position du centre des cibles est mesurée par un GPS monofréquence Leika GS50, qui permet un traitement différentiel des données. La précision de positionnement des points de contrôle absolus, dans le repère sol, est donc décimétrique.

### 6.4. Application de la chaîne de restitution de la topographie aux clichés DRONE

Le drone permet d'acquérir des clichés stéréoscopiques en prise de vue verticale. Certains paramètres d'orientation interne de la caméra ont pu être estimés, les autres étant considérés comme nuls dans un premier temps. Les valeurs approchées des paramètres externes des caméras sont disponibles. La méthodologie de restitution automatique de la topographie, à partir de clichés stéréoscopiques, peut donc être appliquée à ces supports. Les paramètres de la méthode sont cependant adaptés à la très haute résolution spatiale de ces clichés.

- **Orientation externe des caméras** : dans l'exemple présenté ici, la position des cibles au sol n'a pas été mesurée. Seule une orientation relative est donc réalisée. La précision obtenue est décimétrique pour les positions des caméras et de l'ordre de 1° pour les angles. Le MNT construit à partir de ces données sera cependant orienté dans un repère quelconque, en l'absence de points de contrôle absolus. Des tests d'orientation « en bloc » ont été réalisés sur d'autres clichés.

Cette orientation s'appuie alors sur des cibles en tissus, dont la position a été mesurée avec une précision décimétrique, par GPS avec traitement différentiel. La précision finale de positionnement des caméras, dans le repère absolu choisi, est alors décimétrique et atteint 0.2° pour les angles.

- **Corrélation des clichés stéréoscopiques**: la corrélation est réalisée sur toute la surface de recouvrement entre les clichés stéréoscopiques. En effet, la taille des clichés DRONE est de 6 millions de pixels environ et permet de rééchantillonner toute la surface de recouvrement. La même chaîne de corrélation, que celle développée pour les images IGN, a été testée et validée sur les clichés DRONE (Tab. 1.3). Une étape de corrélation en pleine résolution a cependant été ajoutée, puisque la taille des clichés permet un rééchantillonnage en pleine résolution (Tab. 1.3).

Tableau 1.3 : Paramètres de la corrélation pour les images DRONE.

	Corrélation 1	Corrélation 2	Corrélation 3	Corrélation 4
Facteur de sous échantillonnage	8	4	2	1
Taille de la fenêtre de corrélation (pixels)	25*25	15*15	13*13	13*13
Pas de corrélation (pixels)	1*1	1*1	1*1	1*1
Taille de la fenêtre de recherche (pixels)	15*15	8*8	6*6	6*6

- **Construction du MNT** : le MNT est interpolé avec un pas centimétrique, en accord avec la résolution sol des images brutes (Fig. 1.22a). Les paramètres de tri et de filtre, appliqués au MNT, sont identiques à ceux utilisés pour les images IGN. Les cartes de précisions relatives montrent que celles-ci ne sont pas réparties aléatoirement sur la surface du MNT (Fig. 1.22c-d). Une augmentation radiale de l'imprécision est en effet observée. Cette distribution peut s'expliquer par le fait que les distorsions de la caméra sont négligées dans ces calculs, alors qu'elles sont importantes dans le cas d'appareils photos commerciaux (*Mikhail et al., 2001*). Cette erreur s'est répercutée sur la précision de restitution du MNT.

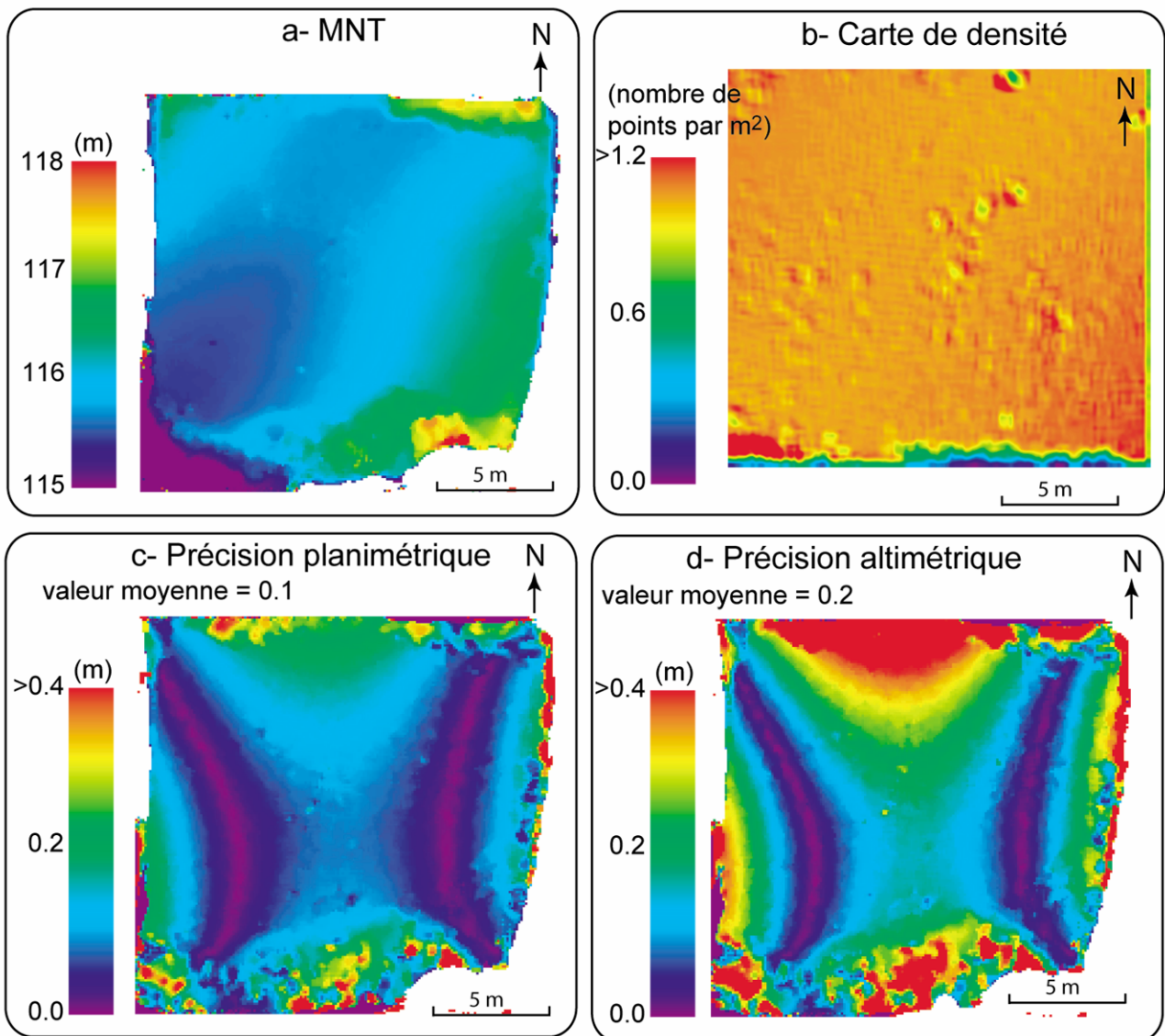


Figure 1.22 : MNT calculé à partir d'images DRONE stéréoscopiques. (a)MNT interpolé avec un pas centimétrique et filtré, (b) carte de densité et cartes de précisions relatives (c) planimétriques et (d) altimétriques.

La figure 1.23 met en évidence des variations topographiques de quelques dizaines de centimètres, mesurées avec une précision verticale centimétrique, sur le MNT de la carrière Fayol.

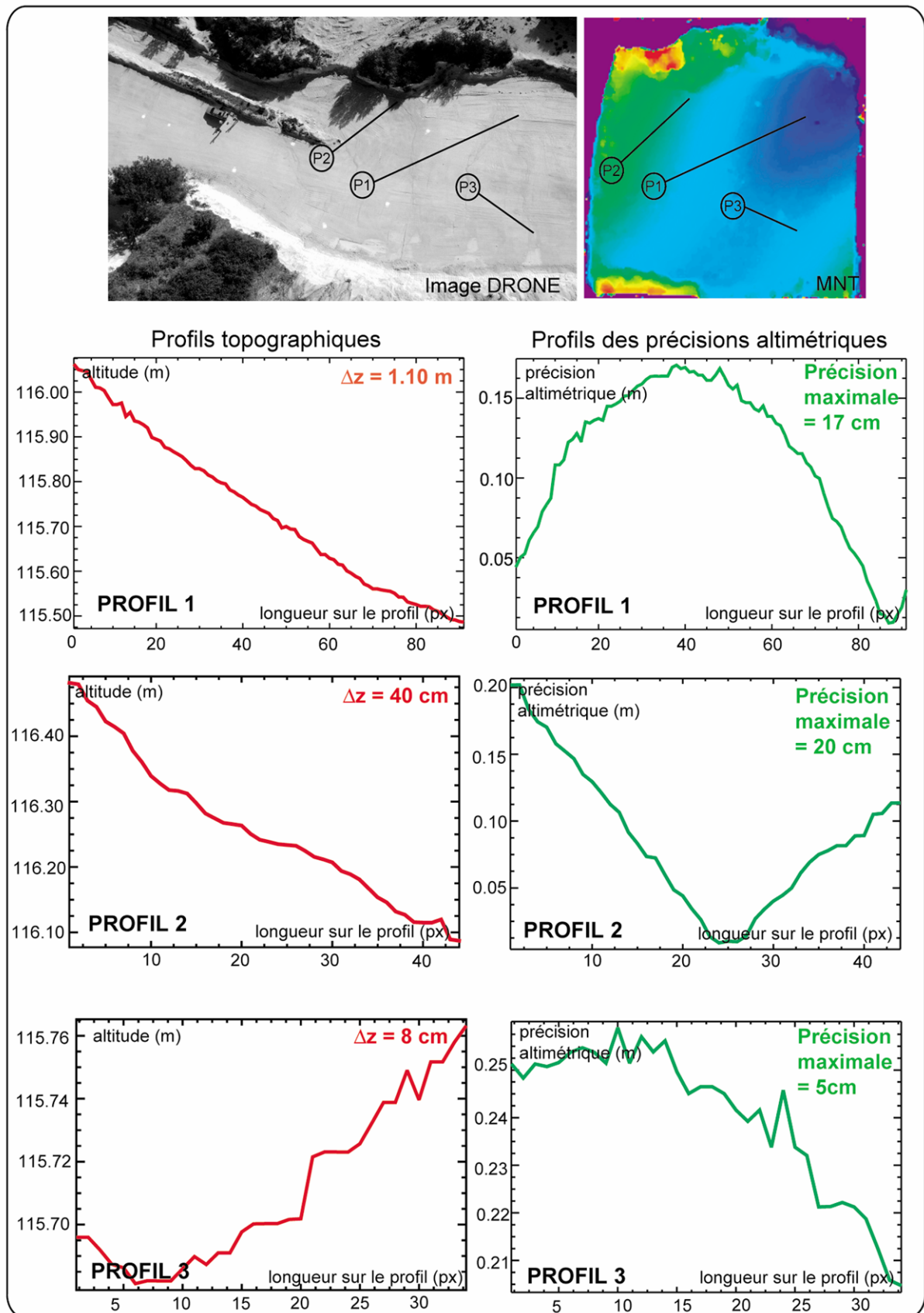


Figure 1.23 : Seuil de détection de la méthode de restitution automatique de la topographie avec les images DRONE.



## 6.5. Discussion

L'adaptabilité de la méthode de restitution automatique de la topographie à différents types de supports, acquis en prises de vue verticale, est démontrée ici. Les MNT générés à partir de couples stéréoscopiques d'images DRONE ont une résolution centimétrique et une précision relative de restitution décimétrique. Cependant, il serait nécessaire, dans le cas d'appareils photos commerciaux, d'intégrer les paramètres précis d'orientation interne des caméras, et notamment les valeurs de distorsions radiales et tangentielles. Ceci peut s'effectuer de deux manières : soit en faisant calibrer notre appareil et en intégrant les données obtenues dans la chaîne de traitement, soit en intégrant une procédure de calibration des chambres d'acquisition dans la chaîne. Il serait également bon de développer un système afin d'enregistrer, avec le GPS embarqué, la position approchée des centres des clichés. L'estimation de la baseline par l'opérateur n'est en effet pas toujours aisée.

## 7. Comparaison de la chaîne de restitution automatique de la topographie avec un logiciel commercial

Une comparaison entre un MNT généré selon la méthodologie décrite dans ce chapitre et un MNT généré avec le Logiciel GEOMATICA a été réalisée (<http://www.pageomatics.com>). Les deux MNT sont calculés avec les mêmes images et les mêmes paramètres d'orientation interne. Ils n'ont cependant pas été interpolés avec le même pas. Un rééchantillonnage du MNT GEOMATICA a donc été nécessaire. Les résultats sont présentés sur la figure 1.24. La différence entre les deux MNT n'est pas nulle. Elle augmente du Sud-Est vers le Nord-Ouest, ce qui peut être dû à une différence de calage absolu entre les deux MNT. Sur les zones fortement pentées, les différences entre les deux MNT sont plus importantes ce qui signifie que la qualité de la restitution n'est pas la même dans les deux cas. Sur le profil **P** de la figure 1.24, la topographie générale est bien similaire sur les deux MNT. Par contre, elle diffère dans le détail. Ceci peut être dû à une différence dans la qualité de la restitution entre les deux méthodes, mais aussi au rééchantillonnage qui a été appliqué au MNT GEOMATICA.

Cette comparaison ne permet pas de dire si l'une des deux méthodes est plus performante que l'autre. Par contre, elle met en évidence la variabilité de la restitution en fonction des techniques employées. Cette constatation a une implication importante pour l'utilisation de MNT dans le cadre d'études multi-temporelles. En effet, afin de s'affranchir des différences de restitution entre différentes méthodologies, il est préférable d'utiliser des MNT générés avec la même chaîne de traitement.

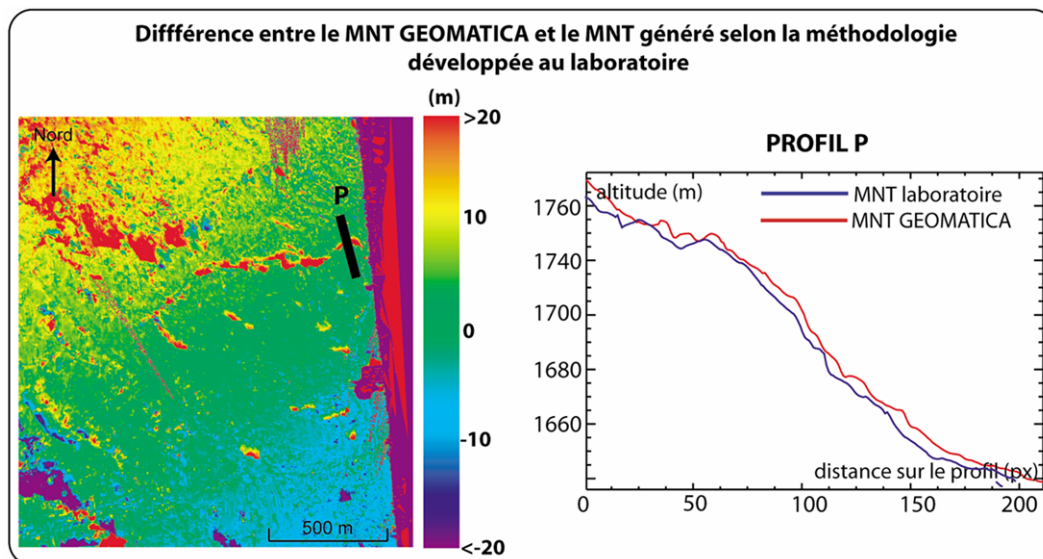


Figure 1.24 : Comparaison entre un MNT GEOMATICA et un MNT généré par la méthodologie développée au laboratoire.

## 8. Réalisation d'un logiciel convivial

La chaîne de restitution 3D, validée sur les supports IGN et DRONE, nécessitait d'être optimisée et organisée en une procédure conviviale, simple d'emploi, et pouvant facilement intégrer les améliorations à venir. Ce travail a été réalisé en collaboration avec un ingénieur CPE spécialisé en électronique.

La chaîne optimisée permet dorénavant de traiter différents supports, avec les différents types d'orientation des caméras, au sein d'une même procédure. La forme finale de la chaîne de traitement est plus flexible et permet d'intégrer facilement des routines supplémentaires. Quelques améliorations ont d'ailleurs été apportées à la méthodologie dans le même temps. Une phase de tri des données corrélées a été ajoutée. Cette étape permet d'éliminer des points pour lesquels la corrélation a échoué, notamment sur les bords des images, dans les zones de non recouvrement. Ces points venaient en effet régulièrement polluer le MNT final. Une routine d'évaluation automatique de l'angle  $\kappa$  initial, autour de  $\mathbf{Z}$ , traduisant la rotation entre les repères images et sol, a été ajoutée. Elle évite désormais à l'opérateur d'avoir à évaluer cet angle. Enfin des tris supplémentaires des points du MNT ont été ajoutés et permettent, par exemple, d'éliminer les points dont l'altitude est supérieure ou inférieure aux altitudes maximum et minimum des zones d'étude.

L'application de cette chaîne de traitement nécessite cependant la présence d'un opérateur formé à la photogrammétrie. Il pourra ainsi efficacement contrôler les données au fur et à mesure de leur génération, et ce afin de pouvoir les interpréter en fonction des problèmes rencontrés.

## 9. Conclusions et perspectives

Une chaîne automatique de restitution de la topographie a été développée à partir des principes fondamentaux de la photogrammétrie, associés à des développements récents, ayant permis de restituer la topographie martienne à partir d'images Viking. Ce processus s'articule en trois étapes : (1) une phase d'optimisation des paramètres caméras, (2) une phase de recherche des points homologues sur les images stéréoscopiques et (3) une phase de calcul du MNT. Cette méthode s'applique à tous les types de couples stéréoscopiques aériens, acquis en prises de vue verticale, à condition que les paramètres d'orientation interne, et les valeurs approchées des paramètres d'orientation externe des caméras, soient disponibles. La méthode est rapide et nécessite une intervention réduite de l'opérateur, qui doit principalement prétraiter les données et contrôler les résultats. La précision relative des MNT obtenus est au moins métrique voire décimétrique selon les supports utilisés. Cette précision dépend de la résolution et de la qualité des images brutes, ainsi que de la précision des données initiales, telles que la valeur de la focale, la résolution image, ou la répartition et la précision des points de contrôles absolus. La précision finale des MNT dépend donc uniquement de la précision des données introduites initialement dans la chaîne de traitement. Nos efforts pour améliorer les performances de notre méthodologie doivent donc s'attacher à optimiser ces données. Enfin des routines supplémentaires peuvent facilement être intégrées à la chaîne actuelle, afin d'en améliorer le fonctionnement.

Différentes perspectives sont envisagées à partir de ce travail. Elles concernent l'adaptation de la méthodologie à d'autres types de supports. Les tests ont montré que tous les clichés stéréoscopiques, acquis en prises de vue verticale, pouvaient être utilisées afin de générer des MNT, sans adaptation particulière de cette méthodologie. Ainsi des images acquises en ULM ou hélicoptère, avec une condition de prise de vue verticale, sont utilisables. Une adaptation des repères d'acquisition est par contre nécessaire, afin de calculer des MNT à partir de photos fixes, prises face aux objets à étudier. Le repère objet sera en effet positionné à 90° du repère sol actuel. L'utilisation de prises de vue obliques nécessite des modifications plus importantes, notamment avec la prise en compte d'une résolution sol variable. Enfin les images spatiales pourraient être utilisées, à condition de contraindre les paramètres du capteur et de pouvoir travailler dans un repère géocentrique, en tenant compte de la courbure de la Terre. Actuellement la méthodologie a permis de générer plusieurs dizaines de MNT à partir d'images IGN, d'images DRONE ou d'images hélicoptère, principalement pour l'étude des glissements de terrain mais aussi pour l'étude de carrières ou de la dynamique fluviale (*Lejot et al., en préparation*).

**Chapitre 2 : Caractérisation des pentes, des variations  
verticales de la topographie et des champs de déplacement à  
partir de séries multi-temporelles de MNT**



## 1. Introduction

Les MNT sont des données couramment utilisées en Sciences de la Terre. S'ils informent avant tout sur la topographie d'une zone, ce sont également des paramètres d'entrée de nombreux modèles géologiques ou géophysiques 3D (*Poort et al., 1998 ; Van der Beek et al., 1998 ; Martelet et al., 2004 ; Strzeczynski et al., soumis*).

Lorsque des séries multi-temporelles de MNT sont disponibles, ces supports permettent de suivre l'évolution topographique d'une surface. C'est particulièrement le cas pour l'étude des risques gravitaires. Cependant, certaines particularités du relief ne sont pas toujours visibles à partir des seules altitudes. Ces structures topographiques peuvent alors être mises en évidence en étudiant l'inclinaison et la direction des pentes locales, extraites à partir des MNT (*Serratrice, 2001 ; Casson et al., 2003b*). Calculées à des résolutions variables, ces données informent sur les variations topographiques multi-échelles (*Iwahashi et al. 2001*). Certaines études montrent, d'autre part, que le traitement statistique des valeurs des pentes permet de souligner les relations entre pentes locales et stabilité d'une surface (*Iwahashi et al. 2001*). Les MNT informent également sur la convexité de la topographie. Ces données sont ensuite utilisées afin de classer les structures topographiques en fonction de leur morphologie (*Iwahashi et Kamiya, 1995*). Cependant, sur des surfaces affectées par des déplacements, le suivi des structures caractérisées par leur convexité ou leur concavité, permet aussi de quantifier les déplacements de surface (*Serratrice, 2001 ; Casson et al., 2003b*).

Les variations verticales de la topographie, liées à l'activité volcanique, aux déplacements des glaciers ou des glissements de terrain, sont cartées et quantifiées à partir de MNT différentiels (*Cecchi, 2003 ; Mora et al., 2003 ; Van Westen et Lulie Getahun, 2003 ; Casson et al, soumis*). Le comportement de ces surfaces en mouvement est aussi appréhendé grâce aux bilans de matières calculés à partir des données des MNT différentiels (*Berthier et al., 2003 ; Mora et al., 2003 ; Van Westen et Lulie Getahun, 2003*).

Les MNT sont également indispensables pour générer des images orthorectifiées (*Powers et al., 1996 ; Vassilopoulou et al., 2002 ; Kääb, 2002 ; Casson et al, 2003a*). Celles-ci sont classiquement utilisées en Sciences de la Terre pour produire des cartes et des plans géoréférencés, afin de caractériser la morphologie et la structure d'une surface. L'évolution morphologique d'une zone instable peut ainsi être suivie à partir de séries multi-temporelles d'images orthorectifiées (*Weber, 2001 ; Casson et al, 2003a, Van Westen et Lulie Getahun, 2003*). Récemment, la quantification des déplacements de surface des zones instables, à partir d'orthoimages, s'est développée. Ces mesures sont réalisées, soit ponctuellement et manuellement sur un certain nombre de points caractéristiques (*Powers et al., 1996 ; Casson et al,*

2003a), soit automatiquement et donc, à plus haute résolution spatiale. Dans ce second cas, des techniques de corrélation automatique d'images sont utilisées. D'abord développées à partir d'images satellites radar (*Michel et al., 1999*) et optiques (*Van Puymbroeck et al., 2000 ; Michel et Avouac, 2002 ; Vadon et Massonnet, 2002*) pour l'étude des déformations de surface, liées à l'activité sismique, ces méthodes sont maintenant appliquées aux images optiques aériennes, pour le calcul des champs de déplacement des glaciers, des volcans ou des glissements de terrain (*Kääb, 2002 ; Donnadieu et al., 2003 ; Delacourt et al., 2004*).

Les MNT informent donc non seulement sur la topographie d'une surface, mais qui permettent également d'extraire des paramètres utilisés pour caractériser les pentes, les variations verticales de la topographie et les champs de déplacement des zones instables. Afin de confronter ces différentes informations pour l'étude des glissements de terrain, une méthodologie, qui permet de générer automatiquement l'ensemble de ces produits dérivés des MNT, au sein d'une même chaîne de traitement et dans des délais réduits, a été développée. Elle fournit également des méthodes de quantification de la précision de ces différents paramètres. Cette méthodologie s'applique bien sûr à des images isolées, mais elle est particulièrement adaptée au traitement de séries multi-temporelles de MNT. Elle permet tout d'abord de calculer des images orthorectifiées à partir des MNT. Ces orthoimages servent, dans un premier temps, à évaluer la précision absolue des MNT, puis à améliorer la précision des séries multi-temporelles de MNT et d'orthoimages. Les outils d'analyse des pentes et les MNT différentiels sont ensuite générés. Enfin, une méthode de corrélation automatique est développée afin de calculer les champs de déplacement. Cette chaîne de traitement est programmée sous IDL. Elle peut donc s'intégrer à la suite de la méthodologie de génération de MNT, présentée au chapitre 1, ou être utilisée de manière autonome.

## 2. Orthorectification d'images

Une image orthorectifiée, ou orthoimage, est la projection d'une image brute dans le repère sol. Cette projection tient compte de la topographie de la zone imagée (*Kraus et Waldhäusl, 1994 ; Jensen, 2000 ; Mikhail et al., 2001*). L'orthoimage obtenue possède une échelle uniforme sur toute sa surface (*Wolf et Dewitt, 2000 ; Mikhail et al., 2001*). Le cliché brut est positionné dans un repère image métrique, défini en fonction de la position du vecteur de prise de vue et de sa direction au moment de la prise de vue (Fig. 1.4). Le plan de projection est défini par le repère cartographique sol, dans lequel est construit le MNT. L'image brute est donc projetée dans le repère du MNT (*Mikhail et al., 2001*). Lorsque le MNT est orienté dans un repère sol cartographique absolu, l'image orthorectifiée l'est également. Si le MNT est orienté dans un repère quelconque, l'image orthorectifiée est projetée dans ce même repère non géoréférencé.

## 2.1. Calcul d'images orthorectifiées

L'étape d'orthorectification doit pouvoir s'appliquer, aussi bien aux images ayant servi à générer un MNT, selon la méthodologie présentée au chapitre 1, qu'à des images quelconques pour lesquelles un MNT est disponible.

### 2.1.1. Orthorectification d'une image ayant servi à la construction d'un MNT

Lorsqu'une image a été utilisée pour calculer un MNT selon la méthodologie présentée au chapitre 1, chaque point de l'image ( $\xi, \eta$ ) est associé à une position sol ( $X, Y, Z$ ). L'orthorectification se limite alors à un simple rééchantillonnage de l'image brute dans le repère sol (Fig. 2.1- *Mikhail et al., 2001*). Le rééchantillonnage est réalisé en deux étapes : les positions ( $X, Y$ ) des points, dans le repère sol, sont d'abord triangulées puis, les valeurs radiométriques de l'image brute à orthorectifier sont interpolées sur ces triangles, au moyen d'une interpolation bilinéaire. Le pas de rééchantillonnage de l'image est choisi égal au pas d'interpolation du MNT. Le MNT et l'orthoimage sont donc de la même taille.

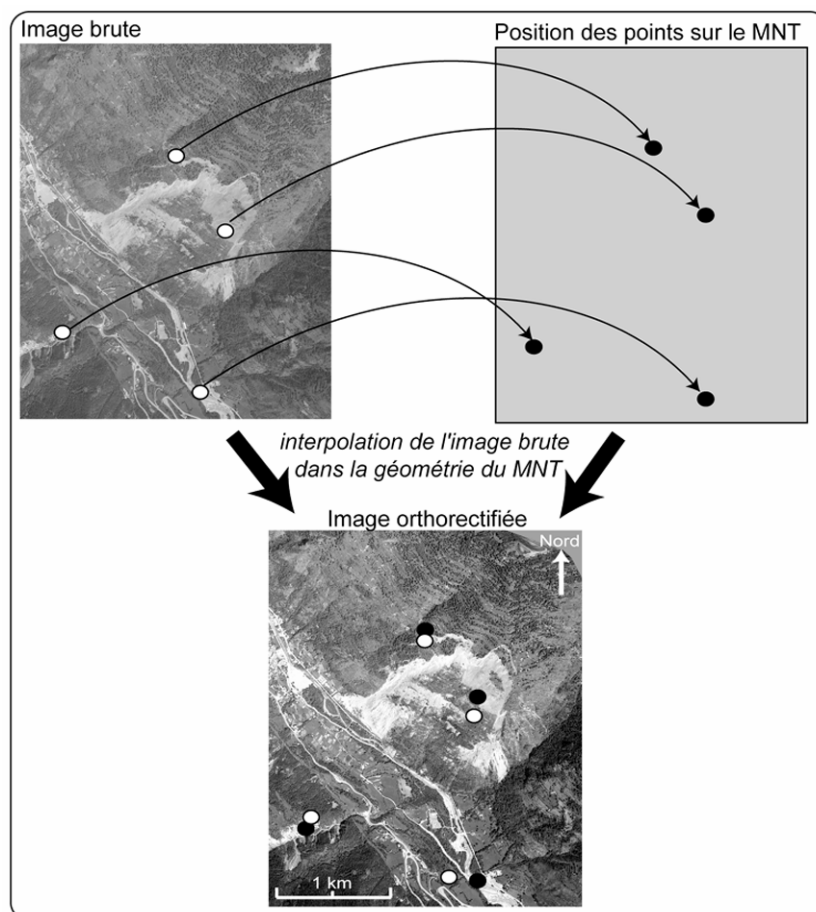


Figure 2.1 : Principe d'orthorectification d'une image ayant servi au calcul d'un MNT.



Si le MNT utilisé est orienté dans un repère cartographique absolu, le MNT et l'orthoimage sont géoréférencés : à chaque point de l'image et du MNT est associée une position sol absolue, caractérisée par sa longitude, sa latitude et son altitude. Le repère sol, utilisé dans la méthodologie présentée ici, est le repère en projection conique Lambert II étendu. Une origine locale du repère sol a été définie, au point de projection orthogonale de la caméra 1 sur le plan horizontal (Fig. 1.4). Les coordonnées planimétriques absolues ( $X_{abs}, Y_{abs}$ ) des points du MNT s'obtiennent donc, en additionnant, à chaque coordonnée sol ( $X, Y$ ) des points du MNT dans le repère local, la position ( $X_{o\_abs}, Y_{o\_abs}$ ) de l'origine du repère local dans le repère Lambert II étendu:

$$\begin{pmatrix} X_{abs} \\ Y_{abs} \\ Z_{abs} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X + X_{o\_abs} \\ Y + Y_{o\_abs} \\ Z \end{pmatrix} \quad (2.1)$$

Lorsque le MNT et l'orthoimage sont projetés dans un repère quelconque, une étape d'orientation absolue (cf. section 4.1.2 du chapitre 1) doit être appliquée, préalablement à l'équation (2.1), afin de géoréférencer les supports.

### 2.1.2. Orthorectification d'une image quelconque

Une image quelconque, n'ayant pas servi au calcul d'un MNT, peut être orthorectifiée, à condition de disposer des paramètres d'orientation interne de la caméra d'acquisition de l'image, et d'un MNT couvrant la même zone. Si la zone imagée est stable, n'importe quel MNT couvrant la même surface peut être utilisé. Par contre, si la zone est en mouvement, le choix du MNT doit être fait en fonction de la vitesse des déplacements. En effet, l'orthorectification ne sera précise que si les changements topographiques intervenus entre l'acquisition du MNT et l'acquisition de l'image à orthorectifier restent faibles.

Le système d'équations (1.2) permet de calculer la position image ( $\xi, \eta$ ) d'un point, à partir de sa position sol ( $X, Y, Z$ ) et des paramètres d'orientation externe et interne de la caméra d'acquisition (*Kraus et Waldhaüsl, 1994*). Les paramètres d'orientation interne sont supposés connus et les positions sol ( $X, Y, Z$ ) sont données par le MNT. Il est par contre nécessaire de calculer les paramètres d'orientation externe de la caméra d'acquisition. Parmi les méthodes d'optimisation des paramètres d'orientation externe des caméras, présentées au chapitre 1, l'orientation absolue est la seule technique applicable dans ce cas, puisqu'une seule image est disponible (cf. section 4.1.3 du chapitre 1). Un minimum de deux points de contrôle absolus est requis, afin d'ajuster la position et les angles de la caméra d'acquisition, par minimisation des résidus images des points de contrôle. Le système (1.2) permet alors d'associer, à chaque point sol du MNT, une position sur l'image brute (Fig. 2.2 - *Kraus et Waldhaüsl, 1994 ; Mikhail et al., 2001*). Le rééchantillonnage de l'image brute, dans le repère du MNT, est alors réalisé selon le

même principe que pour le cas précédent (Fig. 2.2). Si le MNT utilisé est orienté dans un repère absolu, l'orthoimage est géoréférencée par l'équation (2.1). Dans le cas contraire, une orientation absolue doit être préalablement réalisée.

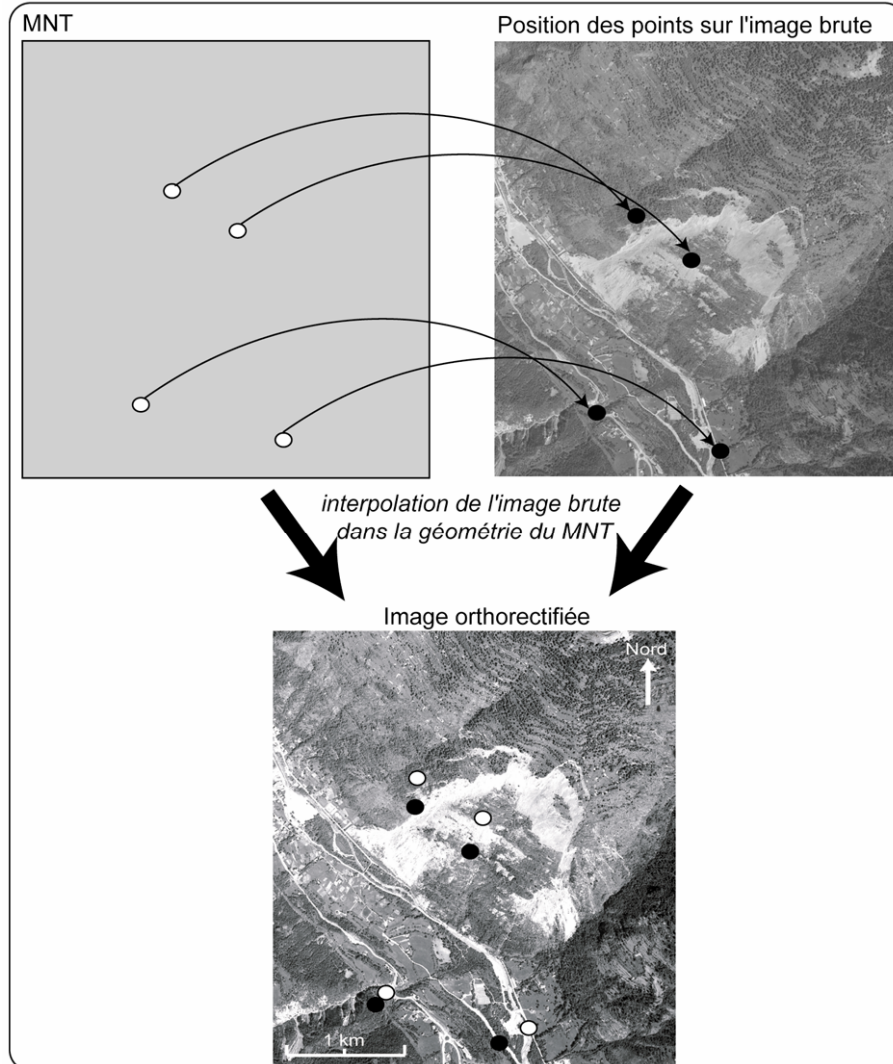


Figure 2.2 : Principe d'orthorectification d'une image quelconque.

### 2.1.3. Précision absolue des images orthorectifiées et des MNT

La précision absolue d'une image orthorectifiée est égale à la précision absolue du MNT ayant servi à son calcul. Cette précision absolue est évaluée au moyen des orthoimages et de points de contrôle absolus. Les points absolus sont positionnés manuellement, par l'opérateur, sur l'image orthorectifiée à l'aide du logiciel ENVI. Leurs coordonnées images pixels sont notées  $(\xi_{px}, \eta_{px})$ . L'orthoimage et le MNT ont les mêmes dimensions et sont projetés dans la même géométrie. La position sol  $(X, Y, Z)$ , associée au point image  $(\xi_{px}, \eta_{px})$ , est donc localisée dans le tableau du MNT à la position  $(\xi_{px}, \eta_{px})$ . La position sol extraite du MNT est dite calculée et se note  $(X_{calc}, Y_{calc}, Z_{calc})$ .

Elle est soustraite à la position sol dite observée ( $X_{obs}$ ,  $Y_{obs}$ ,  $Z_{obs}$ ) des points de contrôle absolus, qui a été préalablement mesurée par GPS. L'erreur de positionnement en absolu ( $\Delta X$ ,  $\Delta Y$ ,  $\Delta Z$ ) du MNT et de l'orthoimage est donc :

$$\begin{cases} \Delta X = X_{obs} - X_{calc} \\ \Delta Y = Y_{obs} - Y_{calc} \\ \Delta Z = Z_{obs} - Z_{calc} \end{cases} \quad (2.2)$$

Cette évaluation de la précision absolue est d'autant plus pertinente que les points absolus utilisés diffèrent de ceux utilisés lors du calcul du MNT (*Mikhail et al., 2001*).

La précision absolue traduit l'écart entre la position d'un point dans l'espace, donnée par le MNT, et sa position réelle. Elle nécessite de comparer les données calculées à des données extérieures au calcul. Elle s'oppose à la précision dite relative des MNT définie à la section 4.3.2 du chapitre 1. Celle-ci est déterminée uniquement à partir des résultats du calcul du MNT. Elle s'apparente à un écart type, qui reflète le degré d'indétermination d'une variable. Si le paramètre est parfaitement contraint son écart type est nul. Moins il est bien contraint et plus son écart type grandit (*Mikhail et al., 2001*). Les valeurs de précision relative traduisent donc la capacité de la méthodologie à restituer la topographie, à partir des données disponibles. Ainsi, un point ayant une très bonne précision relative peut avoir une faible précision absolue (*Mikhail et al., 2001*). Dans notre cas, la précision relative est principalement fonction de la précision de la corrélation et de la précision du positionnement relatif des caméras. Pour sa part, la précision absolue dépend principalement de la précision de positionnement absolu des caméras. Elle est donc fonction de la précision sol des points absolus, utilisés pour l'optimisation. Dans le cas des images IGN, les mesures GPS n'ayant pas subi de traitement différentiel, cette précision est décamétrique et la précision absolue des MNT atteint dans le meilleur des cas 10 m. Dans le cas des images DRONE, les points GPS ont subi un traitement différentiel et leur précision est décimétrique. La précision absolue des MNT peut alors atteindre 10 cm.

## 2.2. Réorientation des supports multi-temporels

Lorsque des mesures sont réalisées entre deux MNT ou deux orthoimages acquis, sur une même zone, à des instants différents, les erreurs des deux MNT s'ajoutent. Il est cependant possible de réduire l'erreur due au cumul des valeurs de précisions absolues, et ce afin d'augmenter la précision des mesures réalisées. Une phase de réorientation des orthoimages et des MNT, appartenant à une même série multi-temporelle, est donc réalisée. Elle consiste à reprojeter chaque support de la série multi-temporelle, dans la géométrie du support dit référence, qui présente la meilleure précision absolue.

Mathématiquement, cette phase de réorientation des supports s'apparente à la phase d'orientation absolue d'un repère, présentée à la section 4.1.2 du chapitre 1. La différence de projection entre deux clichés est une similitude dont les 7 paramètres, à savoir les 3 paramètres de translation ( $T_x, T_y, T_z$ ), le paramètre d'homothétie  $m$  et les angles de rotation ( $\Omega, \Phi, K$ ), sont déterminés par compensation par moindres carrés. Des points de contrôle absolus sont sélectionnés sur les zones stables de l'orthoimage de référence. Leurs coordonnées images pixels permettent d'extraire leurs coordonnées sol sur le MNT de référence. Celles-ci constituent les coordonnées sol observées. Idéalement, ces points doivent former un maillage régulier et homogène sur la zone d'étude. Un minimum de 3 points de contrôle est nécessaire. Cependant, plus le maillage est dense et plus la projection est précise. Les coordonnées images calculées sont obtenues par la relation (1.21), à partir des paramètres approchés de la similitude, et des coordonnées sol des points de contrôle, extraites des MNT à orienter. Les paramètres de la translation et de la rotation sont initialisés à 0 et le facteur d'échelle est initialisé à 1. Les résidus sur les coordonnées sol sont minimisés, afin d'optimiser les paramètres de la similitude. L'opération est réalisée pour chaque MNT, excepté le support de référence. Les paramètres de la similitude sont ensuite appliqués à chaque MNT et à chaque orthoimage de la série multi-temporelle. Après cette réorientation géométrique, tous les supports de la série multi-temporelle sont projetés dans le même repère sol. La précision de cette réorientation est donnée par les résidus finaux de l'inversion sur les points de contrôle. Pour les images IGN, cette précision est métrique.

### 3. Extraction des pentes à partir des MNT

Les pentes locales sont caractérisées par leur inclinaison et leur direction. Elles sont extraites, soit à partir d'un MNT isolé, soit à partir d'une série multi-temporelle de MNT. Dans ce second cas, il est préférable de travailler sur des supports préalablement réorientés, selon la méthode présentée au paragraphe précédent. Les données pourront ainsi être comparées plus rigoureusement. La réorientation peut être réalisée sur les MNT, avant l'extraction des pentes, ou a posteriori sur les cartes de pentes.

L'inclinaison et la direction de la pente, en un point donné du MNT, est calculée sur une fenêtre de taille variable. Plus la fenêtre de calcul est grande, plus l'inclinaison et la direction obtenues sont moyennées sur une grande surface, et plus les variations de pentes détectées sont basses fréquences. Plus la fenêtre de calcul est petite, plus les variations de pentes hautes fréquences sont mesurées. La taille de la fenêtre de calcul est donc choisie en fonction de la taille des structures à détecter. La génération de cartes multi-échelles permet de faire apparaître différentes fréquences du signal topographique (Mantovani et al., 1996 ; Iwahashi et al. 2001).

### 3.1. Calcul de l'inclinaison et de la direction des pentes

L'inclinaison d'un plan est égale à l'angle formé par la ligne de plus grande pente de ce plan, avec le plan horizontal (Fig. 2.3). Les points du MNT localisés dans la fenêtre de calcul choisie sont utilisés, afin de calculer l'équation du plan moyen **P** représenté sur cette fenêtre (Fig. 2.3). L'équation du plan **P** est de la forme :

$$ax + by + cz + 1 = 0 \quad (2.3)$$

avec **x**, **y** et **z** les positions des points sur le MNT. Les paramètres **a**, **b** et **c** sont calculés par compensation par moindres carrés.

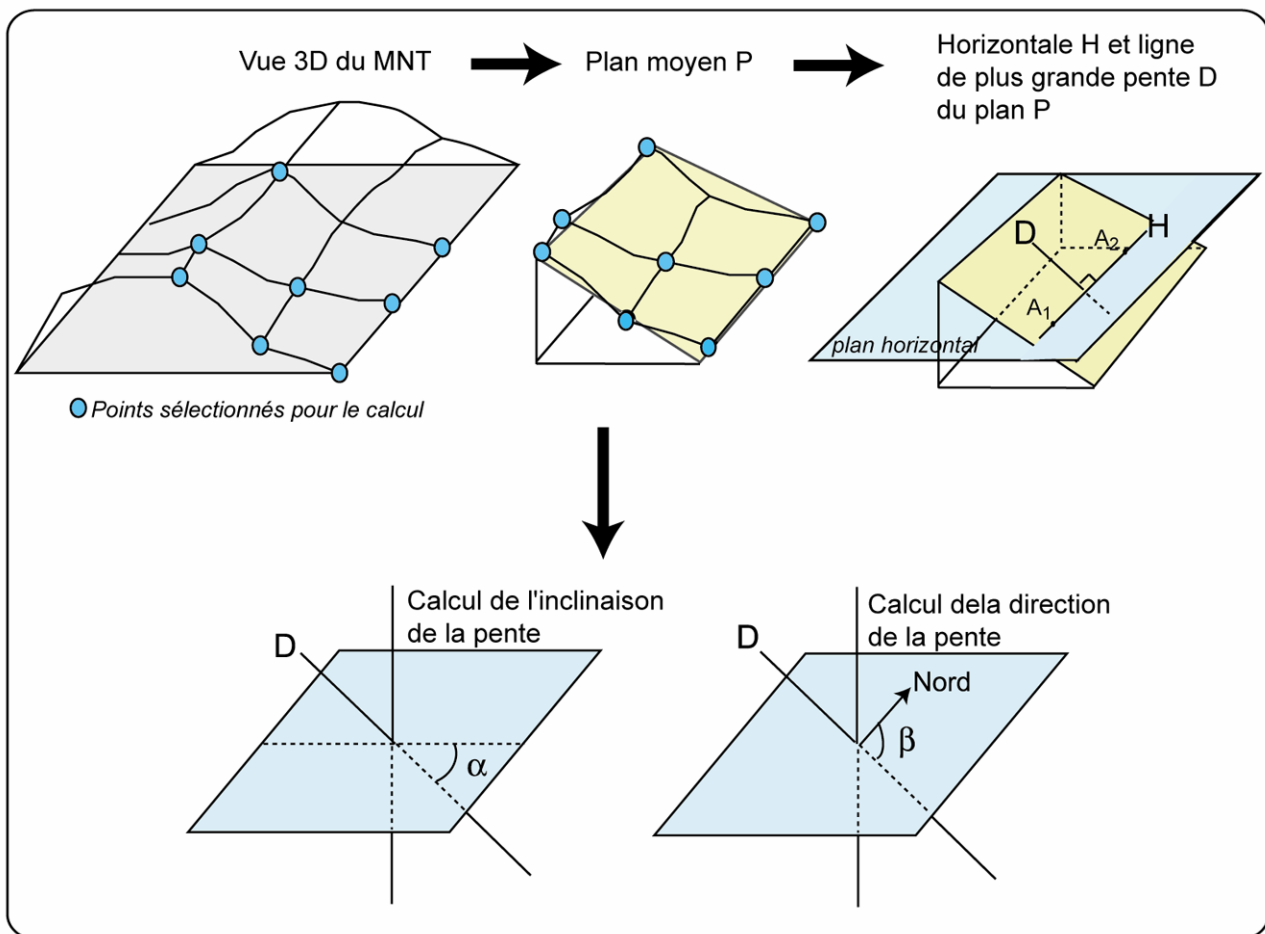


Figure 2.3 : Principe de calcul de l'inclinaison et de la direction des pentes locales.

Une horizontale **H** du plan **P** vérifie l'équation (2.3) et passe par deux points **A**<sub>1</sub>(**x**<sub>1</sub>, **y**<sub>1</sub>, **z**) et **A**<sub>2</sub>(**x**<sub>2</sub>, **y**<sub>2</sub>, **z**) du plan **P** situés à une même altitude **z**. D'après l'équation (2.3), **x**<sub>1</sub> et **x**<sub>2</sub> s'expriment tels que :

$$\begin{cases} x_1 = \frac{(-1 - by_1 - cz)}{a} \\ x_2 = \frac{(-1 - by_2 - cz)}{a} \end{cases} \quad (2.4)$$

En fixant  $y_1$ ,  $y_2$  et  $z$ , l'équation (2.4) permet de calculer  $x_1$  et  $x_2$ . Les coordonnées  $(u_{hx}, u_{hy}, u_{hz})$  d'un vecteur directeur  $\vec{u}_h$  de l'horizontale  $\mathbf{H}$  s'expriment alors :

$$\begin{pmatrix} u_{hx} \\ u_{hy} \\ u_{hz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_2 - x_1 \\ y_2 - y_1 \\ 0 \end{pmatrix} \quad (2.5)$$

La ligne de plus grande pente  $\mathbf{D}$  du plan  $\mathbf{P}$  est perpendiculaire à  $\mathbf{H}$  (Fig. 2.3). Le produit scalaire des vecteurs directeurs  $\vec{u}_h$  et  $\vec{u}_d$  de ces deux droites est donc nul :

$$u_{hx}u_{dx} + u_{hy}u_{dy} + u_{hz}u_{dz} = 0 \quad (2.6)$$

La droite  $\mathbf{D}$  appartient au plan  $\mathbf{P}$  et vérifie donc l'équation (2.3). D'après les équations (2.3), (2.5) et (2.6), le vecteur directeur  $\vec{u}_d$  de  $\mathbf{D}$ , de coordonnées  $(u_{dx}, u_{dy}, u_{dz})$ , vérifie donc le système :

$$\begin{cases} u_{dy} = \frac{(-u_{hx}u_{dx} - u_{hz}u_{dz})}{u_{hy}} \Leftrightarrow u_{dy} = \frac{(-u_{hx}u_{dx})}{u_{hy}} \\ u_{dz} = \frac{(-au_{dx} - bu_{dy})}{c} \end{cases} \quad (2.7)$$

Pour un  $u_{dx}$  donné,  $u_{dy}$  et  $u_{dz}$  sont déduits du système (2.7) et un vecteur directeur de la ligne de plus grande pente est calculé.

L'inclinaison  $\alpha$  du plan  $\mathbf{P}$  par rapport à l'horizontale est alors égale à (Fig. 2.3):

$$\alpha = \arctan \frac{|u_{dz}|}{\sqrt{u_{dx}^2 + u_{dy}^2}} \quad (2.8)$$

La direction  $\beta$  de la pente est calculée par rapport au Nord (Fig. 2.3). Elle est positive dans le sens horaire et s'exprime:

$$\beta = \pi - \arctan \left( \frac{u_{dx}}{u_{dy}} \right) \quad (2.9)$$

Ce calcul est réalisé en chaque point du MNT sur une fenêtre de calcul de taille donnée. Des cartes d'inclinaison et de direction des pentes locales sont ainsi générées (Fig. 2.4).

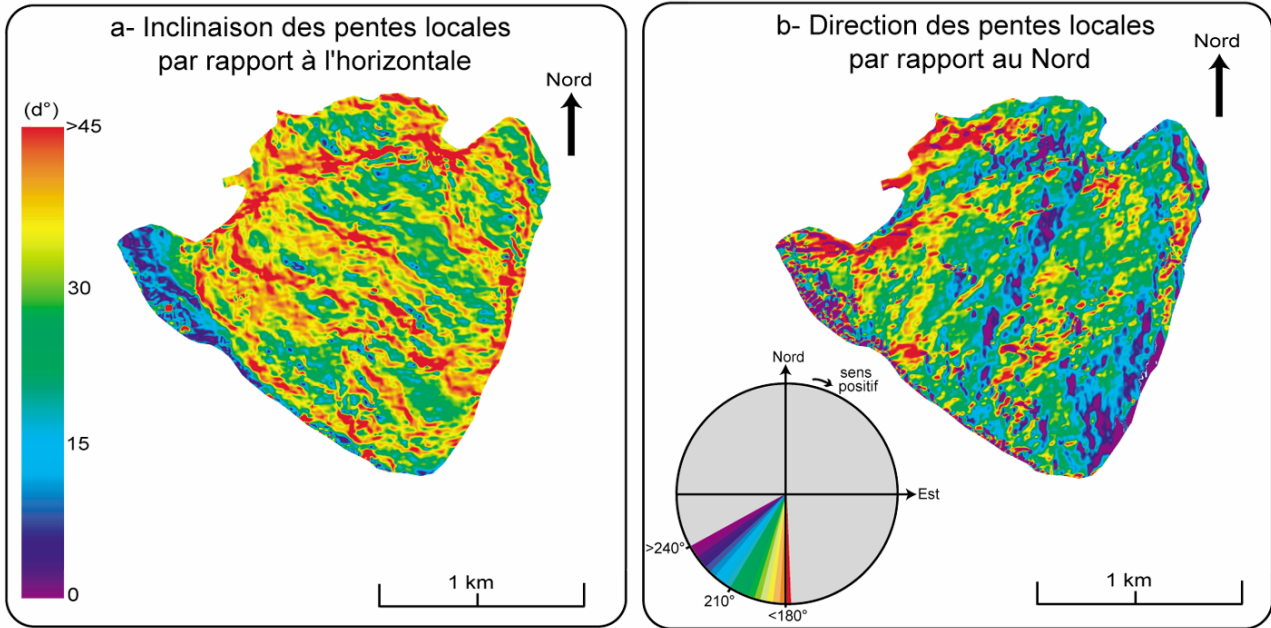


Figure 2.4 : Exemple d'une carte (a) d'inclinaison et (b) de direction des pentes locales sur le glissement de la Clapière en 1995. La fenêtre de calcul est de 10\*10 pixel et le pixel représente une distance de 1 m au sol.

### 3.2. Calcul de la convexité du relief

La convexité d'une surface est calculée le long d'un profil extrait du MNT. Ce profil passe par le centre la fenêtre de calcul, et est dirigé selon la direction de la ligne de plus grande pente de la surface, représentée sur cette fenêtre. Soit  $A_{i-1}$ ,  $A_i$  et  $A_{i+1}$ , trois points du profil topographique (Fig. 2.5). La convexité de la surface s'exprime en fonction du signe de la dérivée seconde de ce profil en  $A_i$ :

$$z''_i = \frac{z_{i+1} - 2z_i + z_{i-1}}{(x_i - x_{i-1})^2} \quad (2.10)$$

Lorsque la dérivée seconde (2.10) est positive, la surface considérée est concave et le point sur lequel est centré la fenêtre de calcul est carté en bleu. Lorsque la dérivée est négative, ce point est carté en rouge et caractérise une surface convexe. Les valeurs proches de 0 sont pour leur part cartées en jaune. La surface considérée est alors plane. Le calcul est réalisé en chaque point du MNT sur une fenêtre de calcul adaptée à la fréquence du signal à détecter.

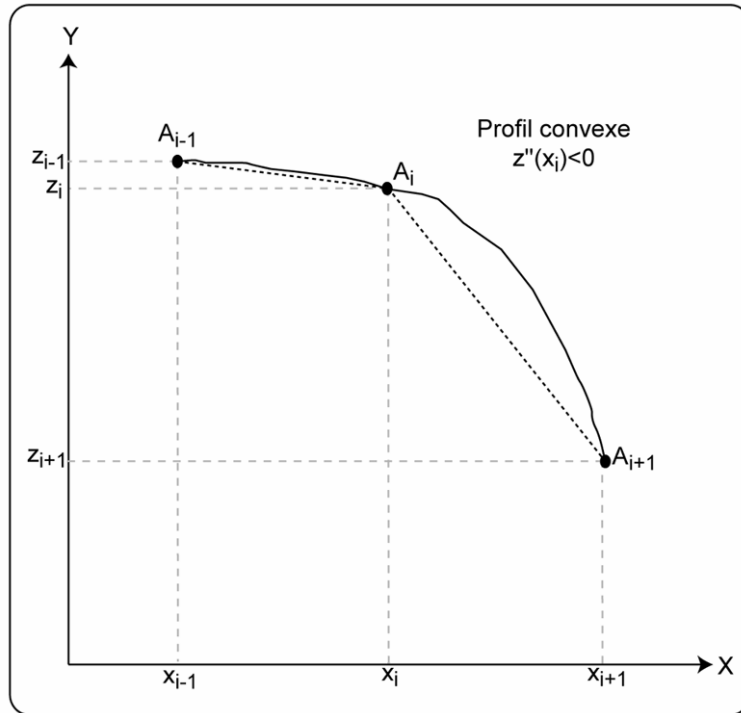


Figure 2.5 : Principe de calcul de la convexité d'une surface.

La figure 2.6 présente un exemple de carte de convexité de la topographie. Elle met en évidence une alternance de structures concaves et convexes qui caractérisent la présence de terrasses. Si ces structures se déplacent sans déformation au cours du temps et que les MNT ont été géoréférencés, la superposition de deux cartes de convexité, acquises à des instants différents, permet d'estimer l'amplitude des mouvements.

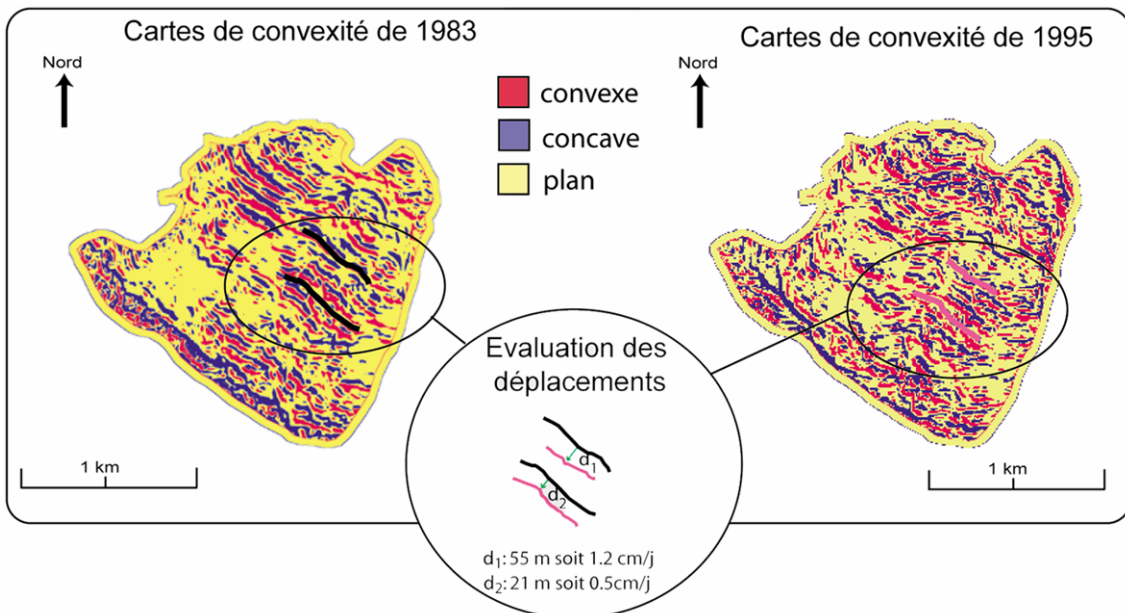


Figure 2.6 : Convexité des pentes sur le site de la Clapière en 1983 et 1995 et estimation des déplacements de deux structures. La fenêtre de calcul est de 25\*25 pixels, avec un pixel de 1 m.



#### 4. Extraction des variations verticales de la topographie à partir des MNT

Lorsqu'une série multi-temporelle de MNT est disponible, le suivi des variations verticales de la topographie est réalisé au moyen de MNT différentiels. Un MNT différentiel caractérise les variations d'altitude au cours du temps, en une position géographique donnée. Sur la figure 2.7, le différentiel  $\Delta Z_{P_2}$  à la position  $H_2$  est égal à la différence entre l'altitude  $Z_2$  du point positionné en  $H_2$ , au temps  $t_2$ , et l'altitude  $Z'_1$  du point positionné en  $H_2$ , au temps  $t_1$ .

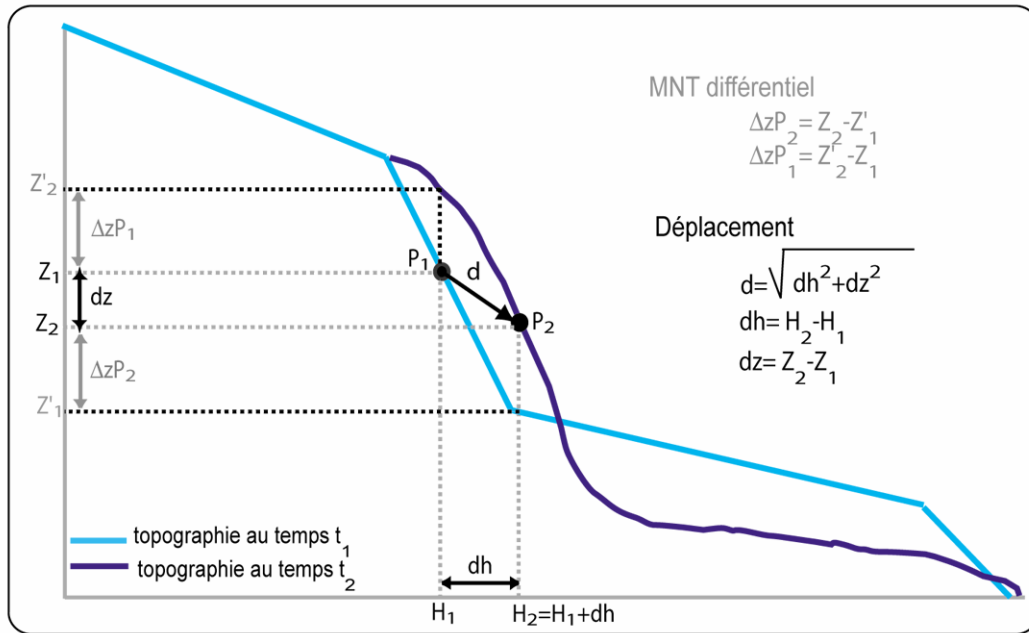


Figure 2.7 : Définition du différentiel topographique.

Un MNT différentiel s'obtient par soustraction de deux MNT acquis à des instants différents. Afin d'optimiser les précisions des mesures, il est conseillé de travailler sur des supports réorientés au préalable. Les MNT à soustraire doivent couvrir exactement la même zone, avoir une taille identique et un même pas d'échantillonnage. Seuls des MNT orientés dans un même repère absolus peuvent donc être utilisés. Les MNT étant géoréférencés, il est possible d'extraire la même surface à partir de chaque MNT. Si le pas d'échantillonnage n'est pas identique, un rééchantillonnage à la résolution la plus faible est réalisé. Le MNT le plus ancien est alors soustrait au MNT le plus récent. Sur une zone stable, le différentiel topographique est théoriquement nul. Lorsqu'une valeur non nulle est enregistrée, elle traduit une variation verticale de la topographie, soit en ablation si la valeur est négative, soit en accumulation si la valeur est positive (Fig. 2.8). Les MNT différentiels permettent de suivre la distribution spatiale des variations verticales de la topographie (Moral et al., 2003 ; Van Westen et Lulie Getahun, 2003 ; Casson et al., soumis). Ils sont également interprétés en terme de bilan de volume (Moral et al., 2003 ; Van Westen et Lulie Getahun, 2003).

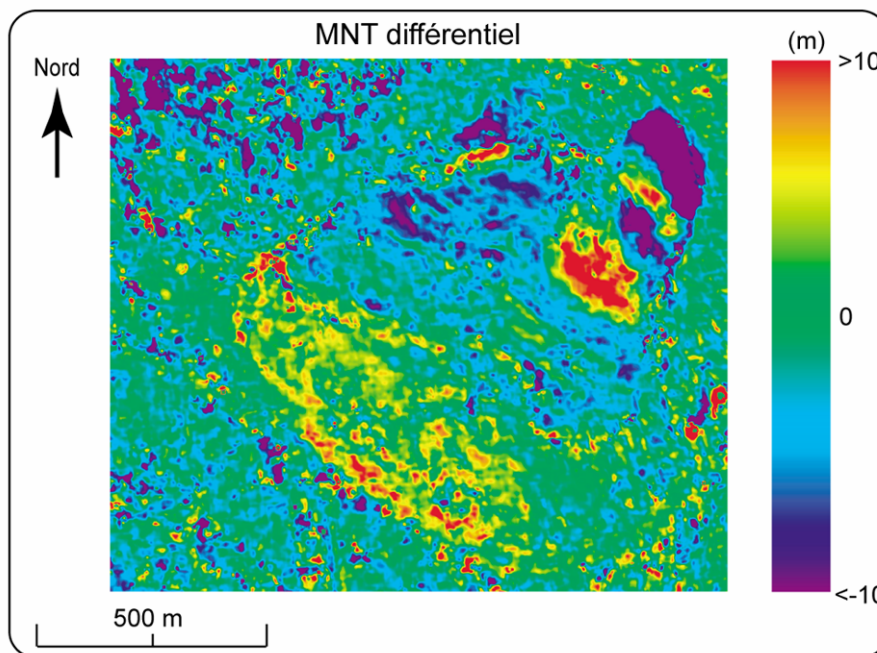


Figure 2.8 : MNT différentiel entre 1999 et 1995 sur le site de La Clapière.

Préalablement à l'interprétation des données, il est nécessaire d'éliminer les valeurs erronées des MNT différentiels. Celles-ci sont principalement localisées sur les bords des MNT différentiels et résultent de la soustraction entre des points mal restitués des MNT. Ces valeurs erronées sont bien supérieures aux valeurs moyennes des MNT différentiels, qui se répartissent selon une gaussienne (Fig. 2.9). Il est donc possible de les éliminer, tout en conservant les valeurs significatives, en appliquant un tri statistique: seules les valeurs comprises entre  $\mu-4\sigma$  et  $\mu+4\sigma$  sont conservées (avec  $\mu$  la moyenne du MNT différentiel et  $\sigma$  son écart type), ce qui représente en moyenne 99% des valeurs des MNT différentiels.

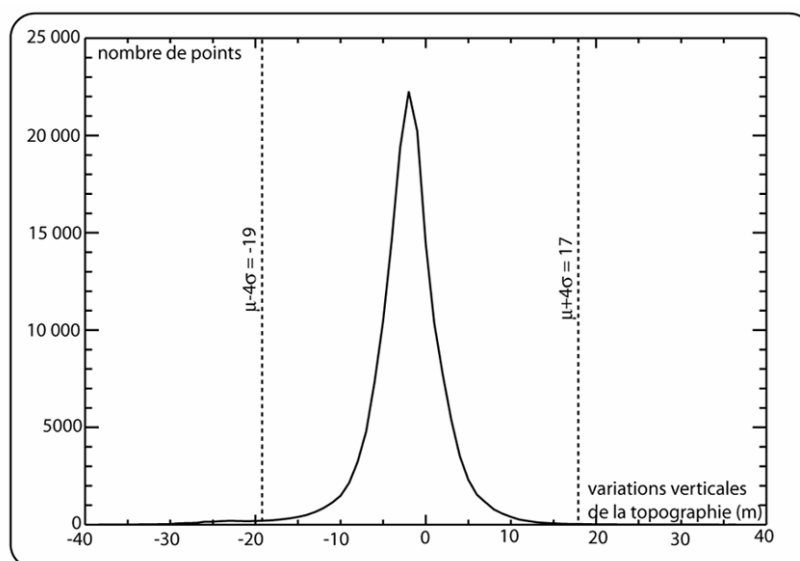


Figure 2.9 : Répartition gaussienne des valeurs des MNT différentiels.

#### 4.1. Modes de représentation des MNT différentiels

Afin de suivre les variations verticales de la topographie, deux modes de représentation des MNT différentiels sont utilisés. Une carte en trois couleurs permet d'étudier la distribution des zones d'ablation, d'accumulation et de transfert. Deux cartes des vitesses de variations verticales de la topographie permettent de quantifier ces variations : l'une est réservée aux vitesses positives et l'autre aux vitesses négatives.

Le mode de représentation en trois couleurs nécessite de déterminer un seuil  $S$ , au-dessous duquel les variations verticales de la topographie ne sont pas considérées comme significatives d'un phénomène d'ablation ou d'accumulation. Ces zones sont alors cartées en jaune et leur interprétation dépend des mouvements enregistrés. Si la zone se déplace, elle est dite en transfert. Par contre, si aucun mouvement n'est enregistré, la zone est stable (Fig. 2.10a). Lorsque l'amplitude du différentiel topographique est supérieure à  $S$ , le point est représenté en bleu et enregistre un gain de matière (Fig. 2.10a). Lorsque l'amplitude du différentiel topographique est inférieure à  $-S$ , le point est représenté en rouge et enregistre une perte de matière (Fig. 2.10a). A chaque MNT est associé une carte de précision relative altimétrique. Lorsque deux MNT sont soustraits, les valeurs des précisions altimétriques de chaque MNT s'ajoutent. Le seuil  $S$  est donc défini, en chaque point du MNT différentiel, comme la somme des précisions relatives altimétrique des deux MNT.

Les cartes de vitesses de variations verticales de la topographie ne contiennent que les points pour lesquels les valeurs enregistrées sont supérieures en valeur absolue au seuil  $S$ . L'amplitude et la vitesse des différentiels topographiques sont matérialisées par des niveaux de couleurs allant du bleu au rouge, des plus faibles aux plus fortes amplitudes (Fig. 2.10).

Les variations verticales de la topographie s'expliquent par deux types de processus: les plus superficiels se traduisent par des extractions ou des apports de matières et les plus profonds provoquent des affaissements ou des gonflements de la surface topographique. Quel que soit le processus qui intervient, les variations verticales positives de la topographie sont qualifiées d'accumulation, et les variations verticales négatives sont qualifiées d'ablation. Sur les surfaces, en transfert, la matière est soit déplacée par des processus superficiels, sans extraction ni apport de matériel, soit affectée par des processus profonds qui n'entraînent ni affaissement ni gonflement de la surface topographique.

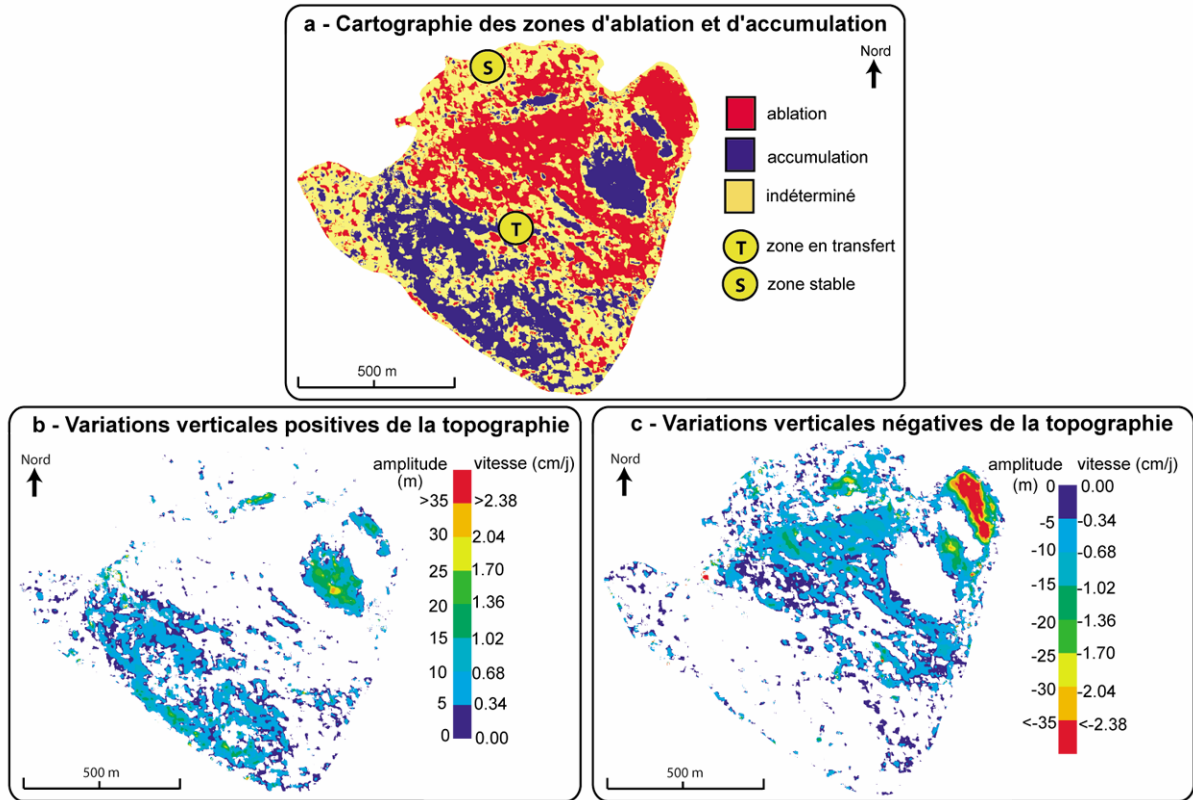


Figure 2.10 : Représentation des MNT différentiels en (a) mode trois couleurs et cartes des vitesses de variations verticales (b) positives et (c) négatives de la topographie.

#### 4.2. Bilans de volume

Les valeurs des MNT différentiels sont utilisées afin de calculer des bilans de volume. Tous les points du MNT différentiel, localisés sur la zone instable, exceptés ceux éliminés lors du tri statistique, sont utilisés. Ces bilans permettent de comparer les volumes accumulés aux volumes soustraits. La somme **P** de toutes les valeurs positives et la somme **N** de toutes les valeurs négatives du MNT différentiel sont d'abord calculées. Afin d'obtenir les volumes accumulés  $V_p$  et soustraits  $V_n$ , les sommes **P** et **N** sont multipliées par les surfaces  $S_p$  et  $S_n$ , couvertes respectivement par les points positifs et les points négatifs. Les volumes  $V_p$  et  $V_n$  sont donc égaux à :

$$\begin{aligned} V_p &= P * S_p = P * n_p * R^2 \\ V_n &= N * S_n = N * n_N * R^2 \end{aligned} \quad (2.11)$$

avec  $n_p$  et  $n_N$  le nombre de points positifs et négatifs et **R** la résolution sol du MNT. Le bilan de volume **B** est alors égal à la somme des volumes accumulés et soustraits :

$$B = V_p + V_n \quad (2.12)$$

Les erreurs de calage absolu entre les MNT, utilisés pour calculer les MNT différentiels, entraînent un biais sur la mesure des variations verticales de la topographie en chaque point. Ce biais est fonction, à la fois, de la précision absolue, de la précision relative et de la précision de réorientation de chaque MNT. Sa formulation mathématique apparaissant complexe, une évaluation expérimentale de ce biais est privilégiée. Elle permet d'estimer l'erreur moyenne par point du MNT différentiel. Cette erreur sert ensuite à corriger les bilans de volume calculés avec l'équation (2.12).

Sur une zone stable, le MNT différentiel est théoriquement nul. Les variations verticales de la topographie enregistrées sur les zones stables sont donc utilisées, afin d'estimer la précision moyenne par point du MNT différentiel. Les valeurs moyennes du MNT différentiel de la zone stable sont calculées sur une fenêtre de taille variable. Les valeurs obtenues sont représentées en fonction de la taille de la fenêtre utilisée (Fig. 2.11). Pour une fenêtre de petite taille, les variations verticales moyennes de la topographie sur les zones stables sont fonction de la taille de la fenêtre de calcul. Elles deviennent indépendantes de la taille de cette fenêtre, lorsque celle-ci atteint une taille suffisamment importante. La valeur moyenne des variations verticales de la topographie, sur les zones stables, est alors une bonne évaluation de la précision moyenne, par point, du MNT différentiel. Pour des fenêtres de taille très importante, l'indépendance peut disparaître. Ceci est dû à la persistance de points faux sur les bords des MNT différentiels.

La précision moyenne, par point, du MNT différentiel, ainsi évaluée, est multipliée par la surface sur laquelle le bilan de volume est calculé, c'est-à-dire  $S_p + S_n$ . La valeur de correction  $C$  du bilan de volume ainsi obtenue est soustraite au bilan de matière  $B$ , afin de le corriger du biais initial :

$$B_c = B - C \quad (2.13)$$

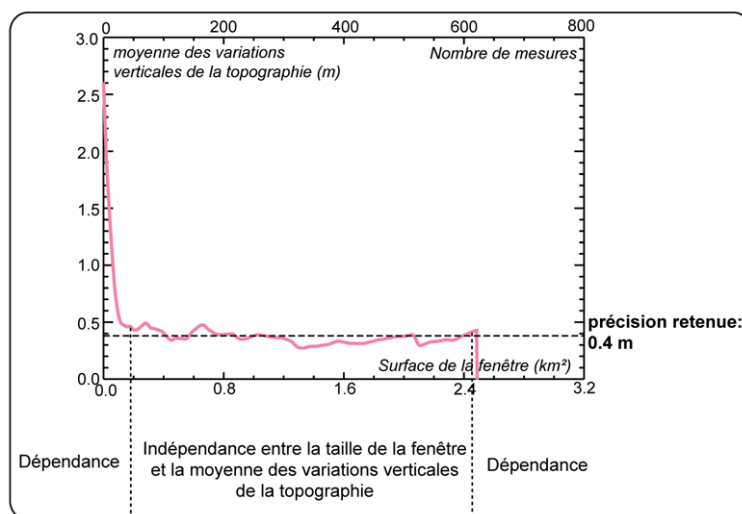


Figure 2.11: Evaluation expérimentale de la précision moyenne par point d'un MNT différentiel.

## 5. Extraction des champs de déplacement par corrélation automatique d'orthoimages

Le déplacement d'un point correspond à la distance parcourue par ce point entre deux instants. Sur la figure 2.7, le déplacement  $\mathbf{d}$  du point  $\mathbf{P}_2$  se décompose en une composante horizontale  $\mathbf{dh}$  et une composante verticale  $\mathbf{dz}$ . En trois dimensions, la composante horizontale  $\mathbf{dh}$  se décompose en une composante  $\mathbf{dx}$  selon l'axe  $\mathbf{X}$  et une composante  $\mathbf{dy}$  selon l'axe  $\mathbf{Y}$ . L'amplitude totale du déplacement est donc égale à :

$$d = \sqrt{dz^2 + dh^2} \quad \text{avec} \quad dh = \sqrt{dx^2 + dy^2} \quad (2.14)$$

Le calcul des champs de déplacement peut se faire manuellement, sur des points particuliers de séries multi-temporelles d'orthoimages, tels que des maisons, des rochers ou des arbres (*Powers et al., 1996 ; Cecchi, 2003*). Dans ce cas, la résolution des mesures reste faible. Afin d'augmenter la résolution spatiale des mesures, une extraction automatique des champs de déplacement a été préférée (*Kääb, 2002 ; Donnadieu et al., 2003 ; Delacourt et al., 2004*). Les méthodes de corrélation permettent d'identifier des points homologues, sur des images couvrant une même zone. Elles peuvent donc être utilisées afin de calculer les déplacements des points images de manière automatique. Ces techniques ont déjà été appliquées pour la mesure des déplacements co-sismiques et post-sismique à partir d'images radar (*Michel et al, 1999*) ou d'images SPOT (*Van Puymbroeck et al., 2000 ; Michel et Avouac, 2002 ; Vadon et Massonnet, 2002*). Elles ont également montré leur validité pour la mesure des déplacements sur des modèles analogiques de volcans (*Donnadieu et al., 2003*) et sur des glaciers à partir d'images ASTER (*Kääb, 2002*). Le développement d'une telle méthodologie pour les glissements de terrain, à partir d'images optiques aériennes et spatiales, fait l'objet d'une publication dans *Geophysycs Research Letter* en 2004 (*Delacourt et al., 2004*). L'extraction des champs de déplacement a été réalisée à partir de séries multi-temporelles d'orthoimages, préalablement réorientées selon la méthode présentée au paragraphe 2.2 de ce chapitre.

### 5.1. Calcul des champs de déplacement

Le corrélateur MEDICIS a prouvé son efficacité pour la corrélation d'images stéréoscopiques. Il est donc utilisé pour extraire les champs de déplacement des orthoimages aériennes. La corrélation est réalisée dans le domaine de Fourier, sur des orthoimages acquises à des instants différents, mais couvrant exactement la même zone d'étude, avec le même pas d'échantillonnage. Pour ce faire, elles sont si besoin est, recadrées ou rééchantillonnées, comme les MNT lors du calcul des MNT différentiels.

Le corrélateur MEDICIS mesure le décalage en lignes et en colonnes, entre deux points homologues, sur deux images différentes. En conséquence, lorsque les deux orthoimages, produites pour deux instants différents, sont corrélées, le décalage, entre la position d'un point sur l'image de référence, et la position du point représentant le même objet sur la seconde image, est calculé. Les orthoimages étant géoréférencées, le décalage en ligne **dl** correspond au déplacement du point selon la direction Nord-Sud et le décalage en colonne **dc**, au déplacement selon la direction Est-Ouest. Ce décalage est multiplié par la résolution image **R**, afin d'obtenir le déplacement **dh** du point sur le plan horizontal :

$$dh = R * \sqrt{(dc^2 + dl^2)} \quad (2.15)$$

Ce décalage est calculé entre chaque point de l'image la plus ancienne et le point représentant le même objet, sur l'image la plus récente. Un point stable, c'est-à-dire qui ne se déplace pas au cours du temps, enregistre un décalage nul, tandis qu'un point en mouvement pourra présenter un décalage non nul. Cette technique de corrélation automatique n'est cependant efficace que si l'état de surface reste constant, dans l'intervalle de temps séparant les deux images.

Les décalages sont calculés par des corrélations successives, réalisées sur des orthoimages en pleine résolution et n'ayant pas subi de rééchantillonnage. Le décalage final entre les points homologues est donc égal à la somme des décalages intermédiaires. Toutes les corrélations débutent par l'évaluation du décalage moyen entre les images à corrélérer. La corrélation est ensuite réalisée sur une fenêtre de corrélation et une fenêtre de recherche adaptées aux décalages à mesurer. La fenêtre de recherche initiale doit avoir une taille au moins égale à l'amplitude maximale des déplacements observés. La fenêtre de corrélation est en générale de plus grande taille que dans le cas de corrélation d'images stéréoscopiques. En effet, le bruit de fond est plus important dans le cas de corrélations multi-temporelles, puisque les images n'ont pas été acquises selon la même géométrie d'acquisition et dans les mêmes conditions d'éclairage. De plus, l'état de surface peut avoir été modifié dans l'intervalle de temps séparant l'acquisition des deux images. La taille de la fenêtre de corrélation diminue au cours des corrélations successives, afin d'augmenter la résolution spatiale du calcul et d'affiner le positionnement des points homologues. La taille de la fenêtre de recherche diminue également afin de réduire les temps de calcul. Le pas de corrélation est adapté en fonction de la résolution spatiale finale souhaitée. Lorsque ce pas est différent de 1, les déplacements sont interpolés linéairement sur toute la surface de l'image. Les tableaux d'appariement, obtenus à la fin de la phase de corrélation, contiennent les coordonnées images de chaque point de l'orthoimage la plus ancienne et les positions de ces mêmes points sur l'image la plus récente.

Les décalages obtenus, grâce au corrélateur MEDICIS, ne tiennent pas compte du mouvement vertical des points sur la zone d'étude. La composante verticale  $dz$  du mouvement est donc calculée grâce au MNT associé à chaque orthoimage. L'altitude  $Z_1$  au temps  $t_1$  de chaque point corrélé est extraite du MNT le plus ancien et sa position  $Z_2$  au temps  $t_2$  est extraite du MNT le plus récent. Les positions des points sur les MNT sont fournies par les tableaux d'appariement. L'amplitude des déplacements 3D (Fig. 2.12c) est alors disponible, pour chaque point image corrélé, et est égal, d'après les équations (2.14) et (2.15), à :

$$d = \sqrt{dz^2 + dh^2} \Leftrightarrow d = \sqrt{(Z_2 - Z_1)^2 + R^2(dc^2 + dl^2)} \quad (2.16)$$

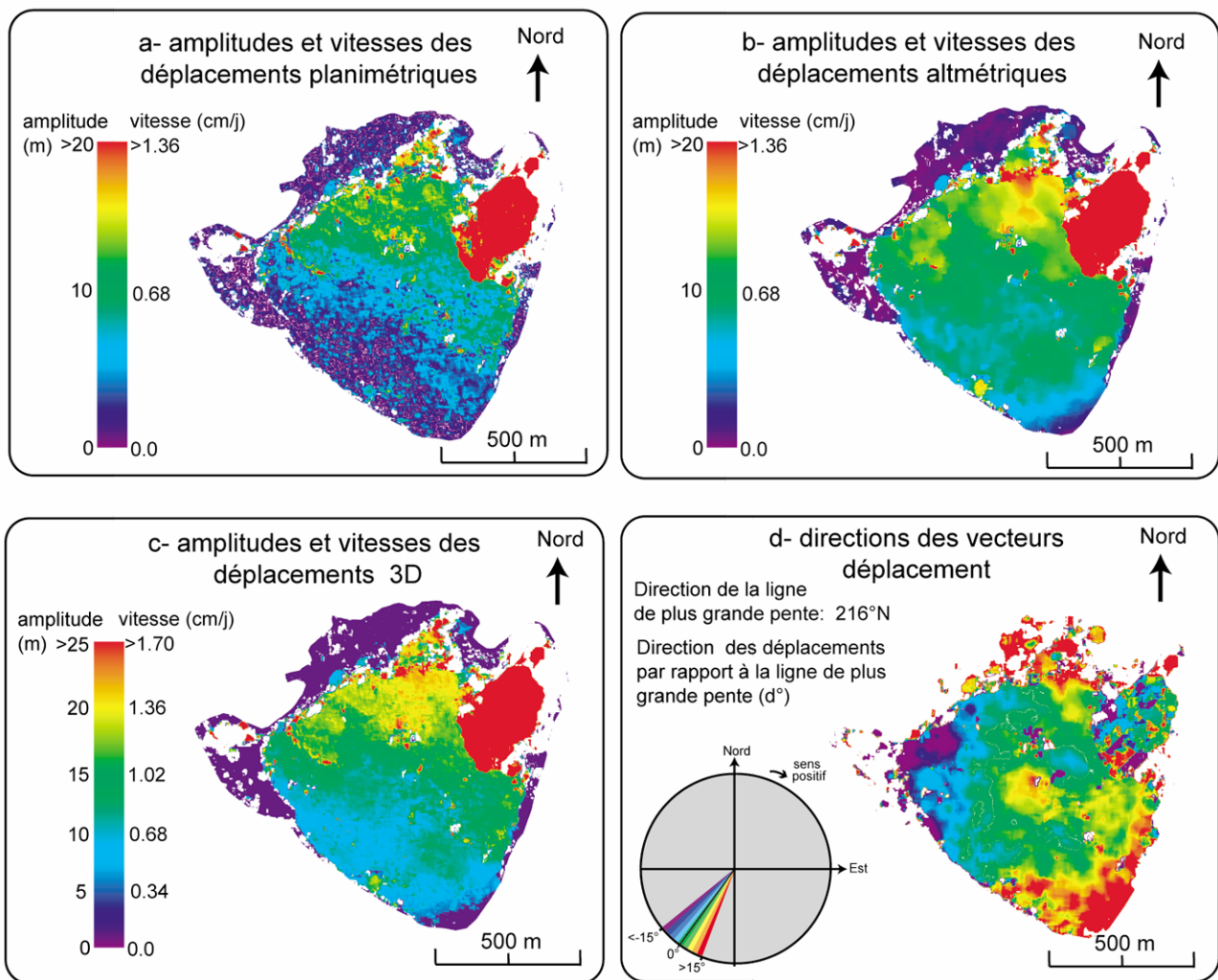


Figure 2.12 : Champs de déplacement du glissement de la Clapière entre 1995 et 1999. Amplitude et vitesse des déplacements (a) planimétriques, (b) altimétriques et (c) 3D et (d) direction des déplacements.



La vitesse des déplacements, en chaque point image (Fig. 2.12c), s'obtient en divisant l'amplitude  $d$  des déplacements 3D, par le temps écoulé entre l'acquisition des deux images corrélées. Les déplacements  $dl$  selon la direction Nord-Sud et  $dc$  selon la direction Est-Ouest sont disponibles pour chaque point. La direction des déplacements par rapport au Nord est donc égale à :

$$\gamma = 180 - \arctan\left(\frac{dc}{dl}\right) \quad (2.17)$$

Pour faciliter l'interprétation des cartes de direction des déplacements, la direction de la ligne de plus grande pente de la zone étudiée est soustraite à la direction de chaque vecteur déplacement (Serratrice, 2001). Ce sont donc finalement les écarts entre la direction de la ligne de plus grande pente et la direction de déplacement qui sont calculés en chaque point image (Fig. 2.12d). Le champ de déplacement de la zone étudiée est finalement caractérisé par l'amplitude, la vitesse et la direction des déplacements (Fig. 2.12).

Un tri statistique est effectué sur les cartes de déplacement 3D. Il permet d'éliminer les valeurs erronées de déplacement, liées à des erreurs de corrélation. Celles-ci se caractérisent par des amplitudes largement supérieures aux amplitudes maximales des déplacements mesurés. La répartition gaussienne des amplitudes des déplacements 3D est utilisée afin d'éliminer ces points aberrants (Fig. 2.13a). Les points ayant une amplitude supérieure à  $\mu \pm 6\sigma$ , en valeur absolue (avec  $\mu$  la moyenne des amplitudes de déplacement et  $\sigma$  leur écart type), sont éliminés, ce qui représente moins de 0.5% des points. Une perte de cohérence est observée durant la corrélation, particulièrement à cause des changements de l'état de surface au cours du temps. En conséquence, certains points ne sont pas corrélés. D'autres points sont, par contre, corrélés bien qu'ils ne représentent pas le même objet au sol. Le corrélateur peut, par exemple, associer deux arbres différents dans une forêt dense. Il est nécessaire d'éliminer ces points mal corrélés avant l'interprétation des champs de déplacement. En général, le coefficient de corrélation est un bon indicateur de la qualité de la corrélation. Cependant, dans ce cas particulier, les changements d'état de surface, les différences d'éclairement et de géométrie d'acquisition entre les deux clichés corrélés, ne permettent pas d'obtenir des coefficients de corrélation élevés, caractérisés par un faible écart type, sur la surface étudiée. Un tri des points en fonction de leur coefficient de corrélation ne permet donc pas d'éliminer l'ensemble des points faux. Certains déplacements présentent, par contre, des directions incompatibles avec la pente de la zone étudiée. En conséquence, c'est le sens de déplacement des points qui est retenu comme critère de tri (Fig. 2.13b). Lorsque ce sens est incompatible avec la pente de la zone d'étude, le point est éliminé. Ces deux phases de tri sont appliquées aussi bien aux cartes d'amplitudes et de vitesses de déplacement qu'aux cartes de directions de déplacement.

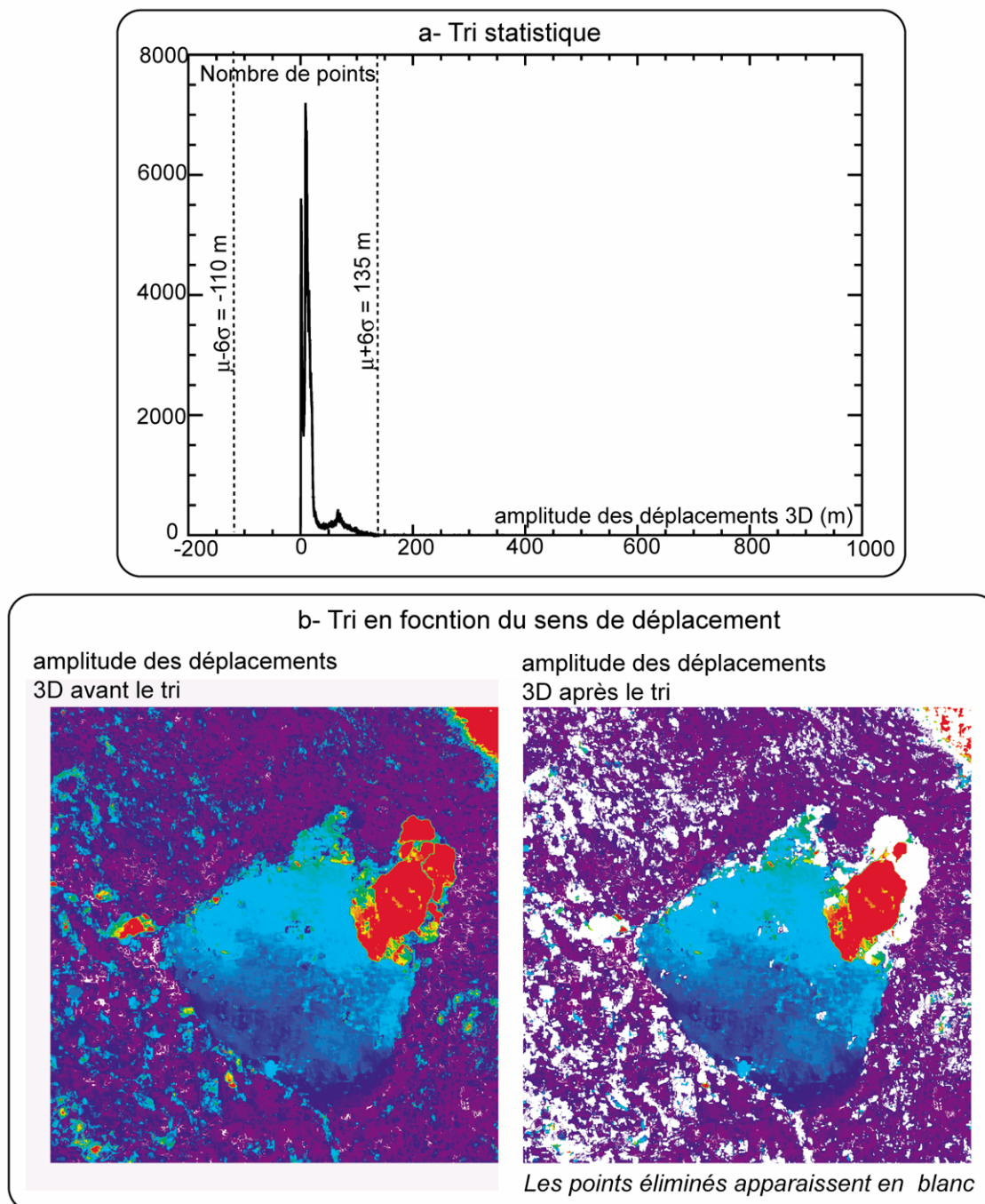


Figure 2.13 : Tri des cartes représentant les champs de déplacements. (a) Tri statistique et (b) tri en fonction du sens de déplacement des points.

## 5.2. Précision des champs de déplacement

La précision des amplitudes des déplacements 3D, calculées par la méthode de corrélation automatique, est fonction de la précision absolue et relative de chaque MNT, de la précision de réorientation des supports et de la précision de la corrélation. Une formulation mathématique de cette précision apparaissant, dès lors, difficile, l'évaluation expérimentale réalisée pour les MNT

différentiels, est de nouveau utilisée. Les déplacements sur la zone stable sont théoriquement nuls. Les amplitudes moyennes des mouvements sur ces zones sont représentées en fonction de la taille de la fenêtre de calcul. Pour une fenêtre assez grande, l'amplitude moyenne des déplacements devient indépendante de la taille de cette fenêtre. Les valeurs d'amplitudes ainsi obtenues sont une bonne évaluation de la précision moyenne des amplitudes de déplacement (Fig. 2.14).

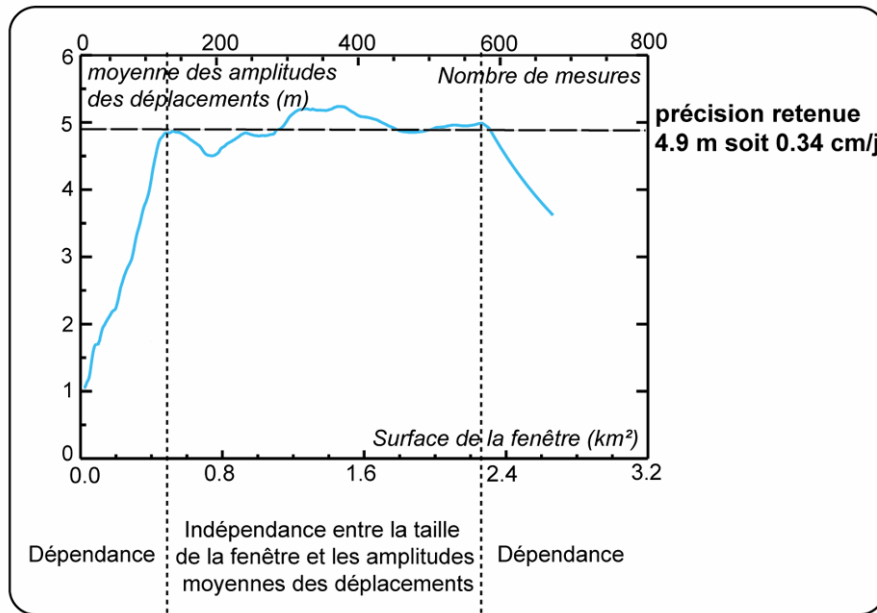


Figure 2.14 : Evaluation expérimentale de la précision des amplitudes et des vitesses des déplacements.

Les directions des déplacements sur les zones stables sont distribuées aléatoirement. Aucun biais préférentiel n'altère donc les directions calculées. Une évaluation quantitative de la précision des mesures de direction apparaît donc difficile. En conséquence, une zone présentant des valeurs de directions homogènes et cohérentes est considérée comme significative et est interprétée.

## 6. Post-traitement des données extraites des MNT et des orthoimages

Afin de faciliter l'interprétation des différentes données générées à partir des MNT, les valeurs mesurées sur les cartes des pentes, sur les MNT différentiels et sur les cartes des champs de déplacement, sont regroupées en classes de couleur. Chaque niveau radiométrique représente alors une gamme de valeurs. Le nombre de niveaux de couleurs, utilisé sur chaque carte, est réduit afin que la perception, par l'œil humain, des variations spatiales de chaque paramètre soit facilitée (Fig. 2.15).

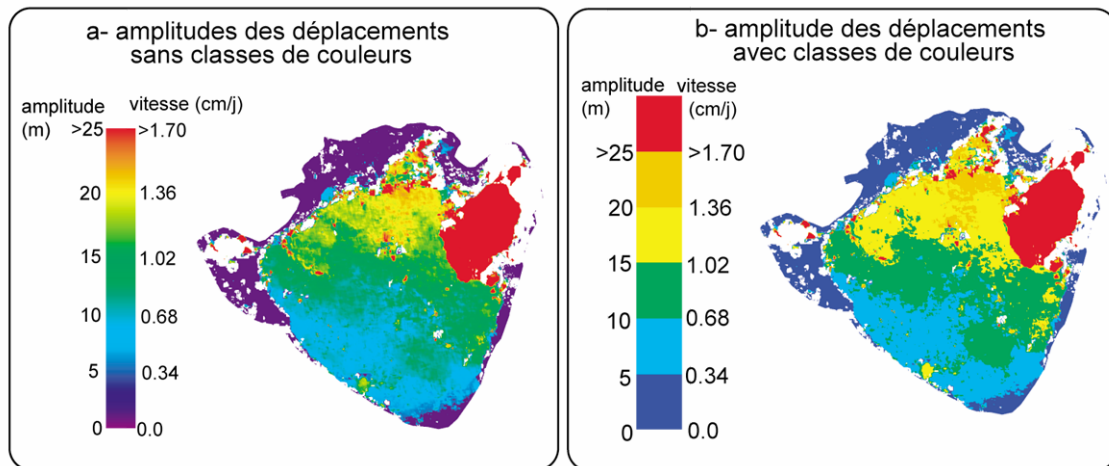


Fig. 2.15 : Comparaison entre une carte des amplitudes de déplacement (a) brute et une (b) une carte organisée en classes de couleurs.

Les cartes des pentes, les MNT différentiels et les cartes des champs de déplacement, calculées à partir de séries multi-temporelles de MNT et d'orthoimages, ne présentent pas des échelles de couleurs similaires. En effet, les extremums diffèrent d'un intervalle de temps à l'autre et l'échantillonnage automatique des couleurs varie donc d'une carte à l'autre. Ainsi, une même couleur peut représenter deux amplitudes de déplacement différentes, sur deux cartes d'amplitudes d'une même série multi-temporelle (Fig. 2.16). Afin de suivre l'évolution temporelle des zones étudiées, les couleurs sont réétalonnées, de manière identique, sur toutes les cartes de la série multi-temporelle, qui représentent un même paramètre (Fig. 2.16)

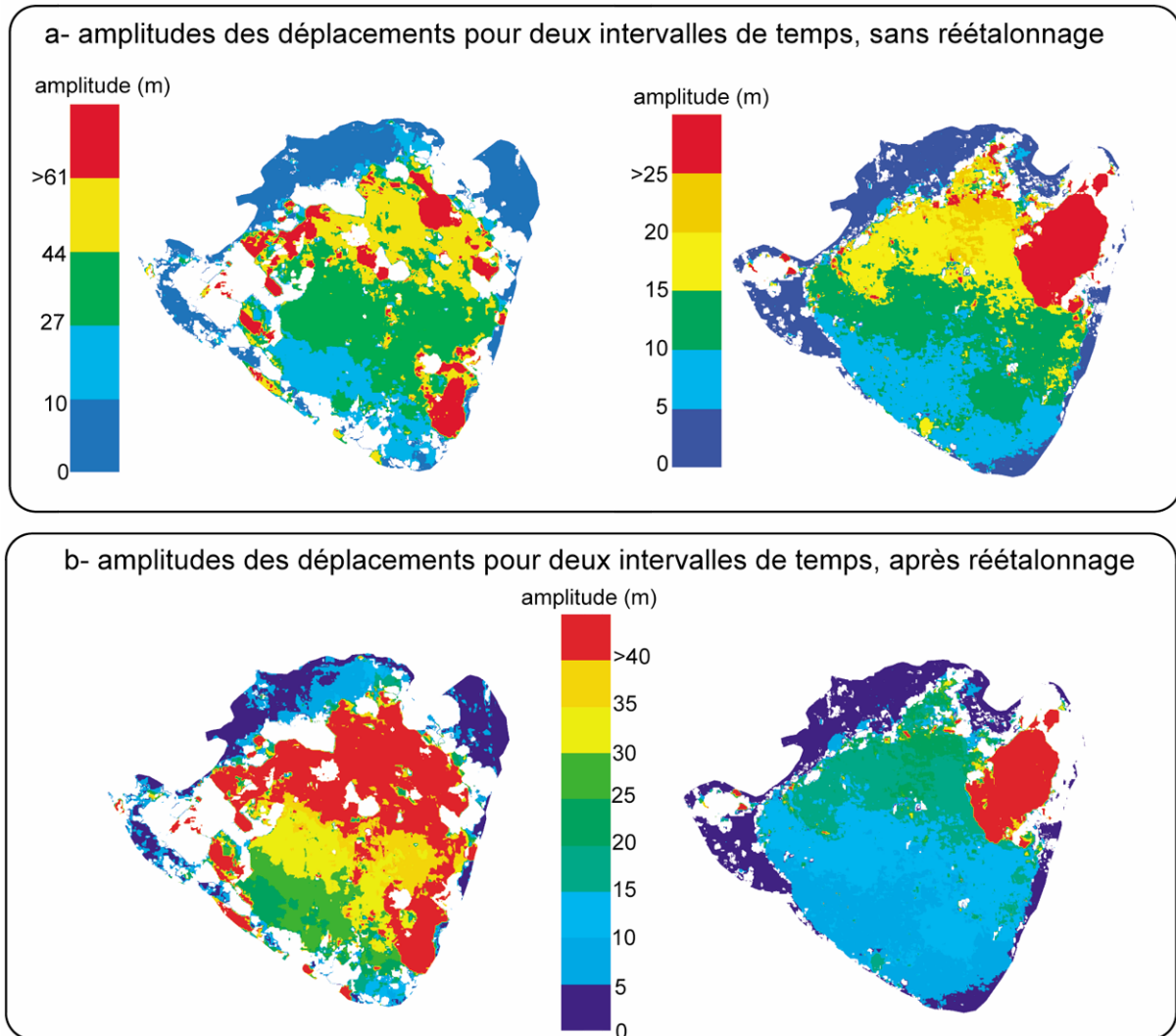


Fig. 2.16 : Homogénéisation des échelles de couleur des données multi-temporelles. Exemple des cartes d'amplitudes des déplacements (a) avant et (b) après le réécalonnage.

## 7. Conclusion

Une méthodologie permettant de valoriser le potentiel des MNT a été développée. Elle permet, à l'intérieur d'une chaîne de traitement unique, de caractériser l'inclinaison, la direction et la convexité des pentes locales des zones étudiées, à des échelles spatiales, qui varient en fonction des besoins des utilisateurs. La même chaîne de traitement permet de calculer des MNT différentiels. Selon le mode de représentation choisi, il est possible d'analyser la distribution des zones en ablation et en accumulation ou d'étudier les vitesses de variations verticales de la topographie. Les MNT différentiels sont également utilisés afin de calculer des bilans de volumes. Une procédure d'orthorectification des clichés a été ajoutée. Elle s'applique aussi bien aux clichés ayant participé au calcul des MNT selon la méthodologie présentée au chapitre 1, qu'à des clichés quelconques dont l'orientation interne est connue. Une phase d'optimisation des précisions des supports multi-temporels est proposée, afin d'améliorer la précision des MNT différentiels et des champs de déplacement extraits des MNT. Les champs de déplacements sont calculés par une méthode originale de corrélation automatique, qui utilise les propriétés du corrélateur MEDICIS (*Delacourt et al., 2004 ; Casson et al., soumis*). Cette méthode permet de calculer des champs de déplacements sans l'intervention d'un opérateur et à haute résolution spatiale (*Delacourt et al., 2004*). Les champs de déplacement sont ensuite caractérisés par les amplitudes, les vitesses et les directions des mouvements. La méthodologie développée ici est tout particulièrement adaptée au traitement de supports multi-temporels. Elle inclut, par exemple, des techniques de réétalonnage des échelles de couleurs qui facilitent l'interprétation finale des données.

Cette méthodologie permet de caractériser les zones instables en s'appuyant uniquement sur des supports photographiques, sans intervention d'opérateurs sur le terrain et sans instrumentation des zones en mouvement. Ces données sont particulièrement adaptées au suivi spatial et temporel de la morphologie et de la cinématique des glissements de terrain. Certains de ces produits ont d'ailleurs déjà été utilisés et validés pour le suivi des mouvements liés à des processus gravitaires (*Powers et al. 1996 ; Casson et al., 2003b ; Mora et al., 2003, Van Westen et Lulie Getahun, 2003 ; Delacourt et al., 2004*). Ils ont également été appliqués à l'étude des déplacements des glaciers (*Kääb, 2002*), des mouvements liés à l'activité volcanique (*Donnadiou et al., 2003*) ou à la quantification de la déformation co- et post-sismique (*Vadon et Massonnet, 2002 ; Michel et al., 1999*).

La méthode de corrélation automatique des images multi-temporelle est très prometteuse puisque des travaux récents nous ont permis de l'adapter pour la corrélation multi-temporelle d'images multi-sources. Le test a été réalisé entre une image optique aérienne et une image optique satellite QUICKBIRD (*Delacourt et al., 2004*). Il est cependant important de souligner les limites d'un tel système de mesure des champs de déplacement. Les deux clichés corrélés n'étant

pas acquis dans les mêmes conditions, la dynamique radiométrique des deux supports peut diverger et provoquer des décorrélations. Le même phénomène se produit lorsque les images sont acquises par des capteurs différents (*Delacourt et al., 2004*). La principale source de décorrélation est liée aux changements de l'état de surface des zones étudiées, entre les deux dates d'acquisition des images. Des variations dans l'état de la végétation, des phénomènes catastrophiques comme les inondations, les éboulements, les coulées boueuses ou les coulées volcaniques, peuvent gêner le bon déroulement de la corrélation. Enfin, il est important de toujours adapter la résolution temporelle des clichés, à la vitesse des déplacements à mesurer. En effet, plus les intervalles d'études sont longs, plus les déplacements enregistrés sont importants et plus la probabilité d'observer des changements de l'état de surface augmente.

**Chapitre 3 : Les sites d'étude  
les glissements de La Clapière et de La Valette**





## 1. Introduction

La méthodologie de restitution automatique de la topographie et les outils de mesure des pentes, des variations verticales de la topographique et des champs de déplacement, sont appliqués à deux glissements de terrain des Alpes françaises : le glissement de la Clapière dans les Alpes-Maritimes et le glissement de la Valette dans les Hautes-Alpes. Ces sites doivent servir à valider l'ensemble de la méthodologie développée. En effet, ils font l'objet d'une instrumentation de longue date, qui permet de comparer les résultats obtenus par télédétection, aux différentes données déjà disponibles.

## 2. Le glissement de la Clapière

Le glissement de La Clapière est localisé dans les Alpes françaises du Sud, à 90 km au Nord de Nice, dans la vallée de la Tinée (Fig. 3.1a). Il affecte le versant Duminière, en rive gauche de la Tinée, et en aval du village de Saint-Etienne-de-Tinée. Le versant affecté par l'instabilité gravitaire culmine au Mont Ténibres, à plus de 3000 m d'altitude (Fig. 3.1b). Il est entaillé de vallons orientés N30. Le glissement de la Clapière est situé en fond de vallée, entre 1000 et 1700 m d'altitude. La zone des désordres visibles couvre une centaine d'hectares et s'étend entre le vallon des Rabuons et le vallon de Dailoutre, sur une largeur de 1 km environ (*Pothérat, 1994 ; Gunzburger 2001*). Cependant, l'instabilité affecte probablement un espace plus important, compris entre le vallon des Rabuons et le vallon Ténibres, et entre le fond de vallée et 2000 m d'altitude (Fig. 3.1 - *Pothérat, 1994 ; Guglielmi et al., 2000*).

Le glissement de La Clapière est étudié depuis une trentaine d'années, en raison du risque humain et économique qu'il représente. Le glissement a détruit successivement deux routes, qui permettaient l'accès au village, et de nombreuses granges (*Pothérat, 1994 ; Follacci, 1999*). La route d'accès au village est désormais installée sur le versant opposé au glissement. Les chutes de blocs ont entraîné l'évacuation de la zone habitée, localisée au Sud Est du glissement. Des blocs de plusieurs tonnes ont atteint certaines habitations dans cette zone. Le scénario le plus catastrophique serait la rupture brutale de tout ou partie de la masse glissée, ce qui entraînerait l'obturation de la rivière. Un tel barrage provoquerait, dans un premier temps, la montée des eaux en amont du barrage et l'inondation du village de Saint-Etienne-de-tinée. En cas de rupture brutale de ce barrage, une onde de crue pourrait ensuite déferler dans la vallée de la Tinée (*Follacci, 1987*). Un tunnel de déviation de la rivière, de 2400 m de long, a donc été construit entre 1987 et 1989, afin de réduire les risques d'ordre hydrauliques (*Follacci, 1999*).

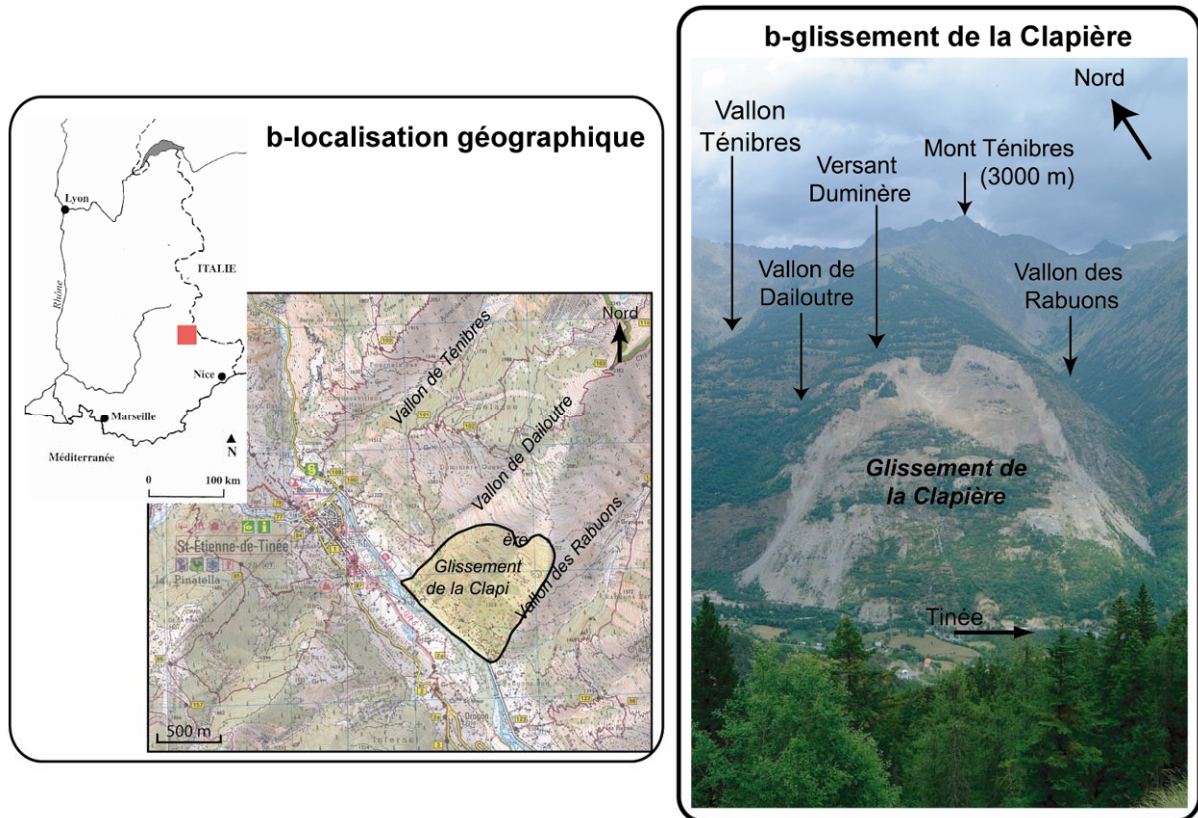


Figure 3.1 : (a) Localisation géographique et (b) présentation du glissement de la Clapière.

## 2.1. Contexte géologique

### 2.1.1. Lithologie

Le glissement de la Clapière se situe en bordure Nord-Ouest du massif cristallin externe du Mercantour-Argentera (Fig. 3.2a - *Malaroda, 1970*). Ce massif est composé de roches métamorphiques d'âge hercynien, ayant été reprises par la tectonique alpine (*Faure-Muret, 1947* ; *Bogdanoff et Ploquin, 1980*). Le socle est composé de gneiss majoritairement migmatitiques, associés à des granites d'anatexie, et recoupés par un batholite granitique tardi-tectonique (*Follacci et al., 1988a*). Un couloir mylonitique sépare le massif en deux sous-ensembles pétrologiquement distincts : le complexe Malinvern-Argentera à l'Est et le complexe de la Tinée à l'Ouest (*Faure-Muret et Fallot, 1954* ; *Faure-Muret, 1955* ; *Malaroda, 1970*). Le glissement de la Clapière appartient au complexe de la Tinée (Fig. 3.2a). Le versant affecté par l'instabilité est composé de gneiss plagioclasiques à deux micas, appartenant à la série dite d'Annelle (Fig. 3.2b - *Follacci et al., 1988a* ; *Cappa et al., 2004*). L'alternance entre des lits fins micacés et des bancs quartzo-feldspatiques confère une anisotropie mécanique au versant (*Follacci et al., 1988a* ; *Cappa et al., 2004*). Une barre plus compétente de méta-granodiorite traverse le versant à une altitude de 1350 m, selon une direction N130 : c'est la barre d'Iglière (Fig. 3.2b), qui présente des

lacunes d'affleurement aux limites du glissement (Follacci et al., 1988a). Au Sud Est du glissement de la Clapière, les gneiss recouvrent tectoniquement des dépôts triasiques, composés de grès, de gypse et de brèches dolomitiques appelées « cargneules » (Faure-Muret, 1947 ; Ivaldi et al., 1991). Des dépôts quaternaires, de types éboulis ou placages fluvio-glaciaires, recouvrent localement le versant (Cappa et al., 2004) et des dépôts alluviaux quaternaires remplissent le fond de la vallée de la Tinée (Fig. 3.2b – Follacci et al., 1988a ; Guglielmi et al., 2000).

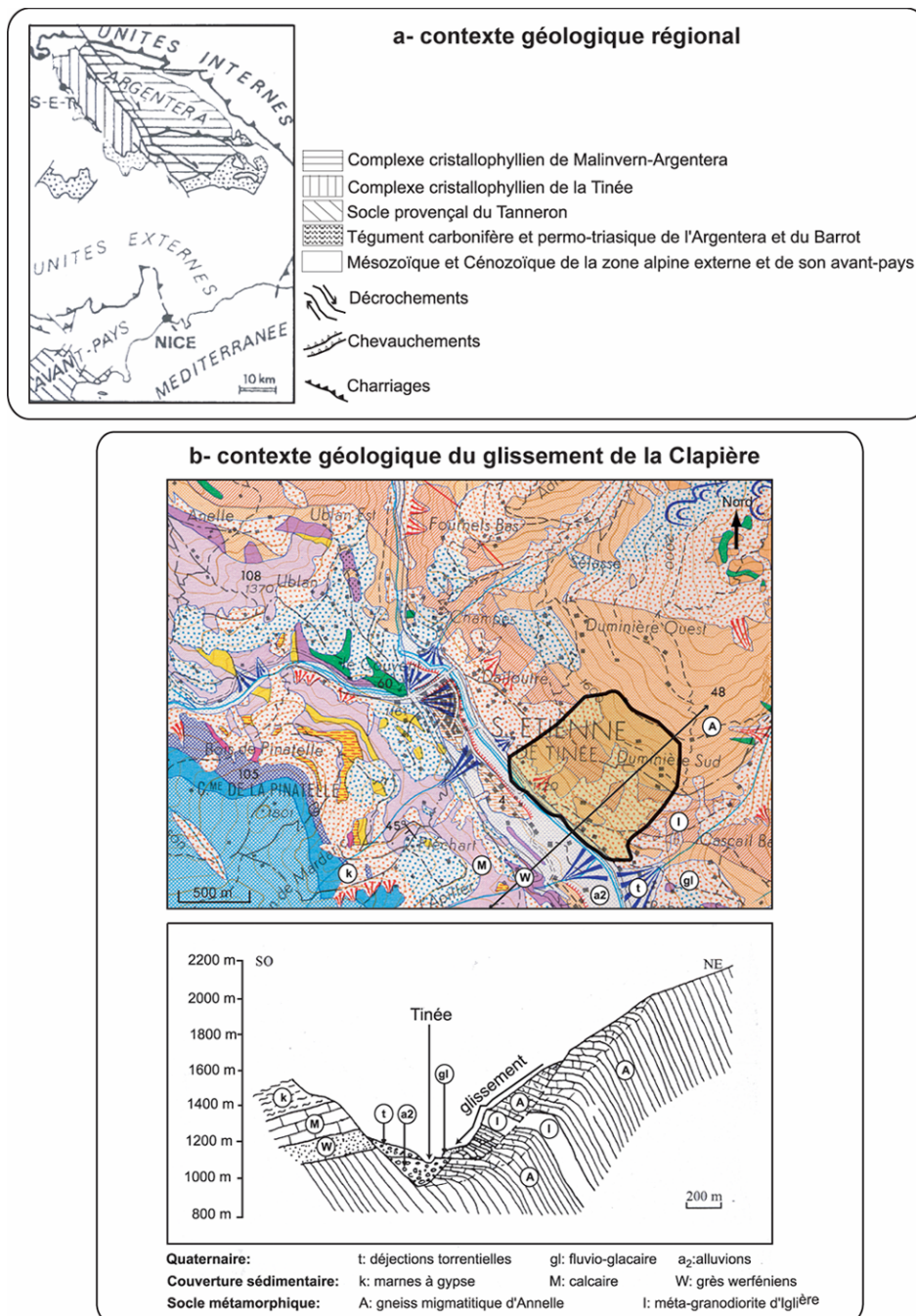


Figure 3.2: Contexte géologique (a) du massif du Mercantour-Argentera (Follacci et al., 1988a). (b) Cadre géologique (Malaroda, 1970) et coupe géologique (Follacci, 1987) du glissement de la Clapière.

### 2.1.2. Contexte structural

La foliation régionale de la partie Ouest du massif de l'Argentera est orienté N140°E et pentée de plus de 60° vers le NE (*Follacci et al., 1988a ; Guglielmi et al, 2000*). Cette foliation est conforme à l'allongement du massif cristallin externe (*Follacci et al., 1988a*). A la périphérie du glissement, la foliation s'horizontalise ou s'incline légèrement dans le sens de la pente (Fig. 3.3 - *Gunzburger et Laumonier, 2002 ; Guglielmi et al, 2000 ; Cappa et al., 2003*). A l'intérieur du glissement, le pendage de la foliation est de 20° vers le NE (*Follacci et al., 1988a ; Gunzburger et Laumonier, 2002*). La schistosité est donc plissée dans la région du glissement selon un axe 120NO15° et un plan axial 140SO40° avec un angle d'ouverture de 90° environ (*Gunzburger et Laumonier, 2002*). L'origine de ce pli a longtemps été associée à un phénomène de fauchage gravitaire post-glaciaire (*Follacci, 1987*). Des études récentes de la fracturation semblent privilégier une origine tectonique de cette structure (*Gunzburger et Laumonier, 2002*).

La tectonique alpine est marquée par (*Gunzburger et Laumonier, 2002*) :

- le rejeu dextre de la schistosité en raccourcissement NNE-SSO, localisé dans des bandes de déformations, ce qui accentue l'hétérogénéité du massif,
- des chevauchements à fort pendage Nord Est et à vergence Sud Ouest qui affectent le socle et la couverture,
- un décollement généralisé du Trias évaporitique.

La déformation cassante est récente (*Follacci et al., 1988a*) et marquée par des failles subverticales suivant trois directions principales (Fig. 3.3): N10-30°E, N90°E, N110-140°E (*Guglielmi et al, 2000, Cappa et al., 2004*). Une faille N20°E est particulièrement visible au centre du glissement (*Cappa et al., 2004*). Le système de fractures a probablement favorisé l'instabilité du versant en le fragilisant (*Follacci et al., 1988a ; Gunzburger, 2001*). En pied de versant, les gneiss chevauchent la couverture triasique selon une direction N140°E et un pendage de 30°NE (*Guglielmi et al, 2000, Cappa et al., 2004*). Ce chevauchement s'étend probablement jusque sous le pied du glissement et sous les dépôts alluviaux de la Tinée (*Cappa et al., 2004*).

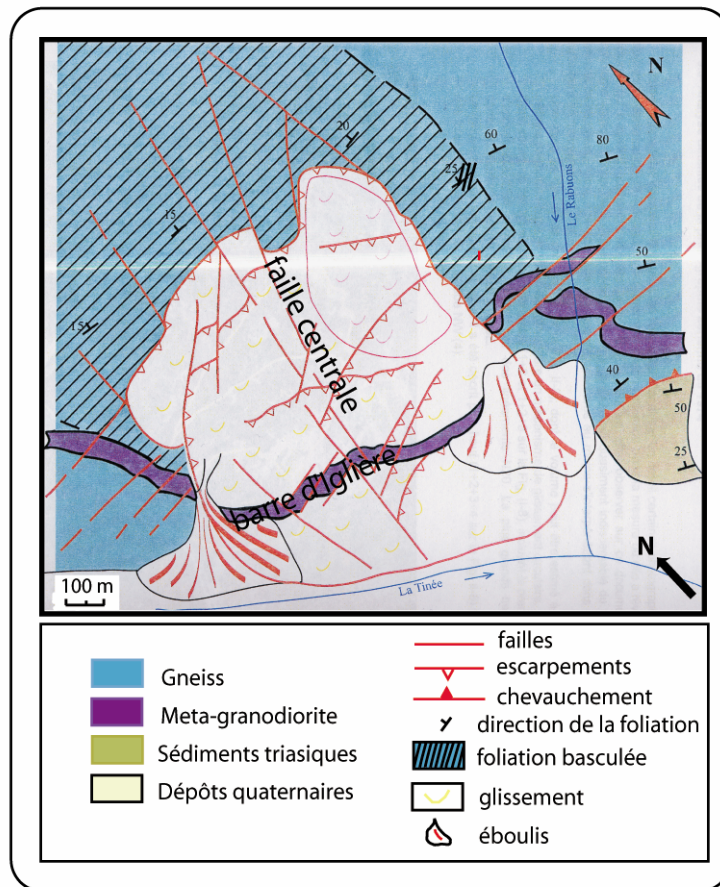


Figure 3.3 : Contexte structural du glissement de la Clapière (Guglielmi, 2000, modifié par Quenot, 2000).

### 2.1.3. Hydrologie

Du point de vue hydrologique, le glissement forme un réservoir discontinu et fracturé. Les dépôts fluvio-glaciaires sont des réservoirs superficiels et continus (Guglielmi et al., 2000 ; Cappa et al., 2004). Le glissement est une structure très perméable où l'eau circule dans la porosité de fracture, dans les brèches et entre les blocs (Cappa et al., 2004). Le glissement est drainé à la base par des sources pérennes. Des sources temporaires apparaissent dans la partie haute du glissement, après de fortes précipitations (Guglielmi et al., 2000 ; Cappa et al., 2004). Leur alimentation est fonction des précipitations irrégulières du climat méditerranéen, des faibles infiltrations hivernales, à cause du gel, et des infiltrations intenses durant la fonte des neiges (Guglielmi et al., 2000). Ces observations hydrologiques permettent de distinguer deux zones saturées sur le versant (Cappa et al., 2004):

- une aquifère perchée, localisée dans les dépôts fluvio-glaciaires, déposés au-dessus du glissement,
- une zone saturée basale dans les gneiss du glissement.

La moyenne annuelle des précipitations sur le glissement est de 990 mm (*Follacci, 1987*) avec des maxima au printemps et en automne. Cette eau tombe sous forme de neige en hiver et au printemps. Aux altitudes inférieures à 1600 m, la neige ne persiste pas au-delà d'une dizaine de jours en général. En altitude, la fonte des neiges peut être rapide et massive (*Follacci, 1987*). Les débits exutoires en surface sont faibles par rapport aux précipitations (*Follacci, 1988a* ; *Compagnon et al., 1997*), ce qui suggère un bon drainage du massif, qui s'explique notamment par sa fracturation importante (*Follacci, 1987* ; *Compagnon et al., 1997*).

## 2.2. Morphologie de la zone instable

La partie sommitale du glissement est limitée par un escarpement principal rocheux d'une centaine de mètres de haut, pour 900 m de large (*Follacci, 1987* ; *Cappa et al., 2004*). Cet escarpement est divisé en deux lobes, reliés par un promontoire central (Fig. 3.4 - *Pothérat, 1994* ; *Gunzburger, 2001*). Deux escarpements secondaires se développent dans la partie supérieure du glissement, au-dessus de la barre d'Iglière. Le plus ancien suit une direction N130, à une altitude de 1700. Il est plus développé dans la partie Ouest du glissement (Fig. 3.4). Un autre escarpement secondaire s'est mis en place en 1987 (*Follacci et al., 1988b*). Il suit une succession d'accidents tectoniques, alignés selon une direction N90 (Fig. 3.4 - *Pothérat, 1994*). Le front du glissement recouvre progressivement les dépôts quaternaires alluviaux de la Tinée (*Guglielmi et al, 2000*). Deux glissements se sont progressivement surimposés au corps principal de la Clapière. L'un est localisé au sommet du lobe Nord Est de l'escarpement principal et couvre une vingtaine d'hectares (Fig. 3.4). Il se développe par reculs successifs de l'escarpement principal (*Follacci, 1999*). Le second glissement surimposé est localisé à la base du glissement principal et affecte une surface de 1 ha environ (Fig. 3.4). Son escarpement principal est clairement visible depuis 1991 environ. Les flancs et la tête du glissement sont entourés d'une zone de 200 m de large environ qui marque la transition entre le glissement et la zone stable. Cette zone largement fracturée montre des signes d'instabilités tels que des fentes de tension, des crevasses ou des blocs basculés (*Pothérat, 1994* ; *Guglielmi et al, 2000*, *Casson et al., 2003a*). Des éboulis actifs (*Follacci, 1999*) viennent s'ajouter aux phénomènes précédemment décrits. Ils affectent tout particulièrement les flancs du versant sous la barre d'Iglière (Fig. 3.4) avec des chutes de blocs pouvant atteindre 1000 m<sup>3</sup>. Le glissement de la Clapière combine donc deux mécanismes : un phénomène superficiel d'éboulement et un phénomène de glissement progressif plus profond (*Follacci, 1999* ; *Casson et al., 2003a*).

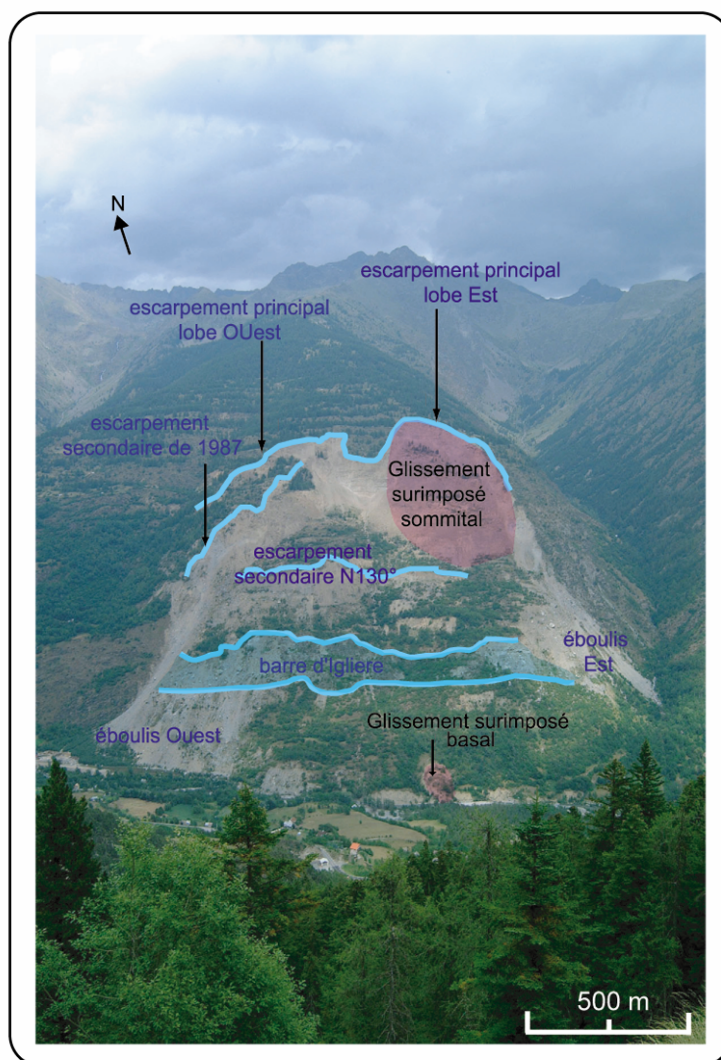


Figure 3.4 : Morphologie du glissement de la Clapière.

La géométrie de la surface de rupture du glissement de la Clapière est mal connue. Cependant, le volume de matière affecté par le glissement principal est estimé à 50-60 millions de  $m^3$  (Follacci et al., 1988a) et sa surface avoisine les 100 ha. La profondeur moyenne de la surface de rupture serait donc de l'ordre de 50 m. L'étude de la géométrie du glissement à partir de coupes montre, par ailleurs, que cette profondeur ne doit pas excéder 100 à 200 m (Cappa et al., 2004). La Clapière est donc un glissement profond (Follacci, 1987). Le glissement surimposé supérieur implique, pour sa part, environ 5 millions de  $m^3$ , sur une surface de 20 ha. La profondeur moyenne de sa surface de rupture serait donc inférieure à celle du glissement principal (Cappa et al., 2004), et de l'ordre de 25 m.

La partie du glissement située entre la barre d'Iglière et l'escarpement principal, est caractérisée par une morphologie en gradins, de taille décimétrique (Follacci, 1987 ; Guglielmi et



*al., 2000 ; Gunzburger, 2001*). Ces structures horizontales s'étendent sur plusieurs centaines de mètres de long. Leurs limites amont et aval sont raides et soulignées par la présence d'arbres, tandis que leur centre est en légère contre pente (*Gunzburger, 2001*). Ces banquettes, longtemps appelées terrasses, devaient servir de pâtures, des granges installées dans leur partie planes témoignant de l'activité anthropique. Cependant, si certains murets témoignent de l'intervention de l'homme dans le façonnage de ces terrasses, les dénivelés importants entre les banquettes et leur altitude parfois supérieure à 2000 m excluent une origine complètement anthropique de ces structures. Différentes hypothèses ont été proposées par Gunzburger en 2001 pour expliquer l'origine de ces gradins :

- Des bourrelets se sont développés par glissement des formations superficielles. Cependant, l'épaisseur des formations superficielles est faible dans cette zone.

- Des affaissements différentiels en gradins se sont formés le long de failles normales, à fort pendage vers la vallée. Cependant, la forme convexe du versant impliquerait un infléchissement des banquettes vers le bas alors qu'elles restent horizontales sur de grandes distances.

- Si la formation du pli de la Clapière est liée au fauchage gravitaire post-glaciaire, les gradins pourraient être liées à une modification superficielle de la topographie lors du fauchage, avec un cisaillement plus marqué dans les zones mécaniquement faibles. Les bancs plus résistants auraient échappés à ce cisaillement. Cependant, une origine tectonique de ce pli est désormais privilégiée.

- Aucune des hypothèses précédentes n'étant satisfaisante, l'action de l'érosion différentielle, qui aurait affecté de manière plus importante les bancs micacés que les bancs quartzeux, est retenue. Un relief en saillie serait alors apparu et les bancs les plus fragiles se seraient dégradés, pour former des dépressions.

La Clapière présente certaines caractéristiques, définies par Varnes (1978) et Rib et Liang (1978), d'un glissement rotationnel :

- L'escarpement principal est concave vers la pente, raide et de fort dénivelé.
- La partie au-dessus de l'escarpement principal présente des crevasses qui sont concaves vers la pente (*Guglielmi et al, 2000*).
- Des escarpements secondaires sont visibles dans la partie haute du glissement, qui est en ablation.
- Les flancs du glissement ont une hauteur qui diminue du haut vers le bas.
- Le pied est marqué par un gonflement, les arbres sont inclinés vers le bas et le front du glissement est fortement penté.

### 2.3. Instrumentation du glissement et études antérieures

La surveillance du glissement de la Clapière est gérée par le Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement (CETE) Méditerranée (*Follacci, 1999*). Elle a débuté en 1977, lorsque la route bordant le glissement a subi des déplacements (*Follacci, 1999*). L'analyse lithologique et structurale du versant a d'abord permis de lever une carte au 1:1000<sup>e</sup>, complétée par un levé au 1:10 000<sup>e</sup> de la zone entourant le glissement (*Follacci, 1987*). Un suivi morphologique de l'évolution du versant a également été réalisé à partir de fonds topographiques, de photographies prises du versant face au glissement, de photographies aériennes et de visites périodiques sur le terrain. De 1979 à 1984, des mesures angulaires sont réalisées avec une fréquence bimestrielle, en une cinquantaine de points du glissement et de ses alentours. Dans le même temps, une étude photogrammétrique de l'IGN permet de mesurer les déplacements de 150 points caractéristiques, pour la période 1952-1983 (*Follacci, 1987*).

A partir de 1982, l'activité du glissement étant manifeste, un système de mesures distancemétriques est mis en place (*Follacci, 1999*). Deux distancemètres infrarouges sont installés sur le versant face au glissement. Ils réalisent des mesures sur 24 cibles disposées sur le glissement et aux alentours. La fréquence des mesures varie d'une par jour, à une par semaine, selon l'importance du danger. Bien que seul le déplacement apparent des cibles, selon la direction de visée soit mesuré, ces données permettent d'établir un diagnostic des mouvements, pour un déclenchement éventuel d'alerte. Après un pic d'activité inquiétant en 1987, il est décidé en 1988 d'automatiser ce système de surveillance, et ce, afin de mieux gérer les phases de crise (*Follacci, 1999*). Sur la période 1990-1991, deux distancemètres laser automatiques Leica sont installés sur le versant faisant face au glissement, à une altitude de 1300 m environ. Les stations sont équipées d'une alimentation solaire et d'un système de transmission des données par ondes hertziennes, vers le CETE de Nice (*Follacci, 1999*). Le nombre de cibles est porté à 50 et des mesures sont effectuées toutes les 4 heures. Les mesures des distances distancemètre-cible ont une précision millimétrique. Les automates étant orientés grâce à un théodolite motorisé, les coordonnées angulaires des cibles sont connues. Il est donc désormais possible de repositionner les cibles dans l'espace (*Follacci, 1999*). Les mesures distancemétriques ne peuvent cependant pas être réalisées en cas de mauvais temps, car l'eau fait écran aux infrarouges. Seize extensomètres à fils tendus sont donc installés sur des fissures périphériques, avec l'avantage de pouvoir réaliser des mesures par tous les temps (*Follacci, 1999*). Une mesure est acquise toutes les deux heures. Une alimentation solaire et des balises radio permettent de transmettre les résultats collectés, vers un terminal de mesure, situé dans un local avoisinant la zone instable. Afin de réduire le coût de maintenance élevé de ce système de suivi cinématique, des modifications sont apportées entre 1996 et 1997 (*Follacci, 1999*). Les extensomètres, dont l'entretien est très coûteux sont supprimés

et le système de transmission est amélioré, afin de limiter et de faciliter les interventions d'entretien. Un rapport d'expert rendu en 2001 souligne la faible probabilité d'une rupture brutale du glissement de la Clapière et préconise un allègement du système de surveillance. Dès lors, le CETE a décidé d'abandonner cette surveillance automatique hebdomadaire, très coûteuse. Des mesures plus ponctuelles sont désormais réalisées.

L'essor des méthodes de télédétection à la fin des années 90 a amené diverses équipes de recherche à tester le potentiel de ces outils pour mesurer les déplacements du glissement de la Clapière. Le glissement, d'abord étudié par photo-interprétation classique par Pothérat en 1994, a ensuite servi à tester les systèmes Doris et GPS (*Follacci, 1999 ; Galisson, 1998*). Différents travaux, basés sur les techniques d'interférométrie radar différentielle, ont ensuite été réalisés sur le glissement de la Clapière, au cours des années 90 (*Fruneau, 1995 ; Carnec, 1996 ; Squarizoni, 2003*). Depuis 2001, la Clapière fait également l'objet d'un suivi historique des déplacements, à partir de MNT calculés par photogrammétrie numérique (*Casson et al., 2003a ; Delacourt, 2004*).

Des études hydrologiques ont également été menées dans les années 90, avec l'installation de pluviomètres, de stations de jaugeages de la Tinée et de nivomètres (*Alfonsi, 1997 ; Follacci, 1999*). Les sources émergeant dans et à la périphérie du glissement sont répertoriées et leur débit est mesuré. Des traçages géochimiques et isotopiques sont réalisés, afin d'analyser le système d'infiltration et de drainage du glissement et de comprendre le rôle de l'eau dans l'activation des mouvements (*Compagnon et al., 1997 ; Guglielmi et al., 2000*).

La difficulté de mise en place et le coût des études géophysiques en ont limité l'emploi. Seule une étude sismo-acoustique a été expérimenté sur le site au début des années 90 (*Follacci, 1999*).

EN 2002, le glissement de La Clapière est devenu un des sites laboratoire du projet ACI SAMOA (Surveillance et Auscultation des Mouvements Gravitaires Alpins) financé par le ministère français de la recherche et l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) à travers le projet CATNAT (Catastrophes Naturelles). Ce site doit servir à développer de nouvelles techniques d'auscultation et de mesures des déplacements des glissements de terrain. L'accent est mis sur le couplage interdisciplinaire et multi-échelle des analyses. Ce projet regroupe aussi bien des équipes de géologues, d'hydrogéologues, de télédétection que de géophysiciens. Dans ce cadre, des profils électriques et sismiques sont actuellement réalisés sur le site de la Clapière (*Lebourg et al., 2003*). De nouvelles techniques de mesures des déplacements et de suivi morphologique à partir d'images aériennes et spatiales sont développées (*Delacourt et al., 2004 ; Casson et al., soumis*). Ces données devraient notamment permettre d'affiner les modèles de comportement des glissements de terrain.

Les différentes études réalisées sur le glissement de la Clapière ont permis de proposer différents modèles du glissement. En 1997, Alfonsi développe un modèle analytique qui permet de relier le comportement cinématique et le comportement hydrologique du versant. Une loi linéaire simple est utilisée pour relier la hauteur d'eau cumulée, dans un réservoir, et la vitesse des déplacements sur le glissement. Ce modèle, qui rend compte des variations saisonnières des vitesses, en fonction des apports en eau sur le versant, met en évidence le comportement hydro-dépendant du versant instable. Serratrice réalise en 2001 des simulations d'éboulements en masse. Il teste différents scénarios en fonction des volumes impliqués et des zones de départ des blocs. Ces modèles de propagation en masse s'appliquent cependant préférentiellement aux surfaces éboulées. Merrien-Soukatchoff et al., en 2001, réalisent un modèle mécanique 2D par éléments distincts, au moyen du code UDEC. Ce modèle teste la validité du mécanisme de fauchage gravitaire pour l'initiation des déplacements, sur le glissement de la Clapière. Les auteurs montrent alors que ce scénario ne peut pas être simulé sur ce versant. Cette constatation a notamment amené Gunzburger et Laumonier (2002) à proposer un scénario tectonique pour expliquer la formation du pli de la Clapière. Enfin, Cappa et al., en 2004, ont développé un modèle hydromécanique 2D du versant de la Clapière, grâce au code UDEC. Différents scénarios sont testés, afin de comprendre l'impact des infiltrations d'eau sur le comportement hydromécanique et cinématique du versant. D'après ces modèles, le drainage de l'aquifère perchée pourrait être une solution curative à envisager.

Peu de modèles ont par contre été réalisés afin de caractériser la surface de rupture de ce glissement. Le seul modèle disponible, pour le glissement de la Clapière, est un modèle cinématique réalisé par Fruneau et al. en 1996. Les auteurs génèrent des interférogrammes différentiels synthétiques, à partir d'un champ de déplacement déduit, a priori, d'un modèle cinématique ou géophysique simple. Ces interférogrammes synthétiques sont ensuite comparés aux interférogrammes observés. Les premiers modèles testés sont celui d'un glissement circulaire, où la masse glissée se déplace en rotation, et d'un glissement plan avec un champ de déplacement uniforme. Ces modèles ne permettent pas de rendre compte des observations. Un modèle plan, qui fait intervenir trois failles de direction N20 observées sur le terrain, est alors testé. Le champ de déplacement est, cette fois-ci, déduit d'un modèle cinématique et d'un modèle mécanique de déformation élastique, au niveau des trois failles. L'interférogramme synthétique rend compte des observations réalisées sur un des interférogrammes calculés. Cependant, ce modèle n'est pas reproductible pour les autres intervalles temporels étudiés. Un dernier modèle cinématique, dans lequel les vitesses de déplacement diminuent latéralement d'Ouest en Est, est testé. Les résultats sont conformes aux observations et reproductibles sur les différents intervalles d'étude. Ce modèle souligne également un comportement stationnaire du glissement au cours du temps.

## 2.4. Historique de l'activité du glissement

Le glissement de la Clapière est certainement actif depuis au moins un siècle (*Follacci, 1999*). Des travaux récents sur les datations par cosmonucléides au Beryllium 10 (Cosmic Ray Exposure ou CRE) avancent mêmes des âges compris entre 3000 et 11000 ans pour certaines crevasses (*Bigot-Cormier et al., 2003*). L'origine de ce glissement est encore largement discutée. L'instabilité du versant a longtemps été associée à un phénomène de fauchage gravitaire, postérieur à la glaciation Riss-Würm (*Follacci, 1987*). Différents indices attestent de la présence de glaciers dans la vallée de la Tinée (*Follacci et al., 1988a*) :

- la morphologie en auge de la vallée,
- la présence d'une rupture de pente, vers 1700 m d'altitude, marquant la limite de l'incision glaciaire,
- la présence de placages fluvioglaciers sur les flancs de la vallée (*Guglielmi et al., 2000 ; Gunzburger, 2001*).

Dans les vallées incisées dans le versant Duminière, particulièrement le vallon des Rabuons et le vallon Ténibres, des structures en gradins attestent également de la présence de glaciers affluents dans ces vallons (*Follacci et al., 1988a ; Gunzburger, 2001*).

Le pli de la foliation, observé dans la zone des désordres, recoupe les structures hercyniennes et alpines. Il est donc récent et issu, d'après *Follacci (1987)*, d'un fauchage gravitaire qui aurait fait suite à la fonte des glaciers. Cependant ce pli ne présente pas les caractéristiques habituelles des plis de fauchage (*Gunzburger et Laumonier 2002*). En effet, la charnière du pli est très ronde et son flanc supérieur est peu fracturé. Une analyse récente de la fracturation privilégie aujourd'hui une origine tectonique de ce pli (*Gunzburger et Laumonier 2002*). Dans tous les cas, la formation d'un pli, qu'il soit d'origine tectonique ou gravitaire, a entraîné un basculement de la foliation qui, ajouté à la fracturation du versant, a favorisé l'initiation de l'instabilité actuelle.

L'analyse des clichés acquis depuis 1977 face au glissement, ainsi que des photographies aériennes IGN acquises depuis 1955, montre une évolution différente de la partie Est et de la partie Ouest du glissement. Les mouvements sont plus anciens dans la partie Est et la morphologie de cette zone suggère le développement successif de trois glissements emboîtés, du fond de la vallée vers le haut du versant (*Gunzburger, 2001*). Le mouvement s'est ensuite propagé vers l'Ouest, à partir de l'escarpement principal, dans les années 70 (*Gunzburger, 2001*). En 1978, des éboulements atteignent la route qui longe le glissement, en rive gauche de la Tinée. En 1992, la seconde route est partiellement recouverte par le glissement. Dans le même temps, celui-ci repousse peu à peu la rivière vers le Sud (*Follacci, 1987 ; Pothérat, 1994*).

Depuis 1982, la vitesse moyenne du glissement est de 1 cm/j (Fig. 3.5). Des pics d'activité soudains et imprévisibles ont été enregistrés au cours des 20 années de suivi automatique. Le plus spectaculaire est le pic de 1987 avec des vitesses de plus de 10 cm/j. Un des plus récent est celui de 1997 avec des vitesses dépassant 5 cm/j (Fig. 3.5 - *Follacci, 1999*).

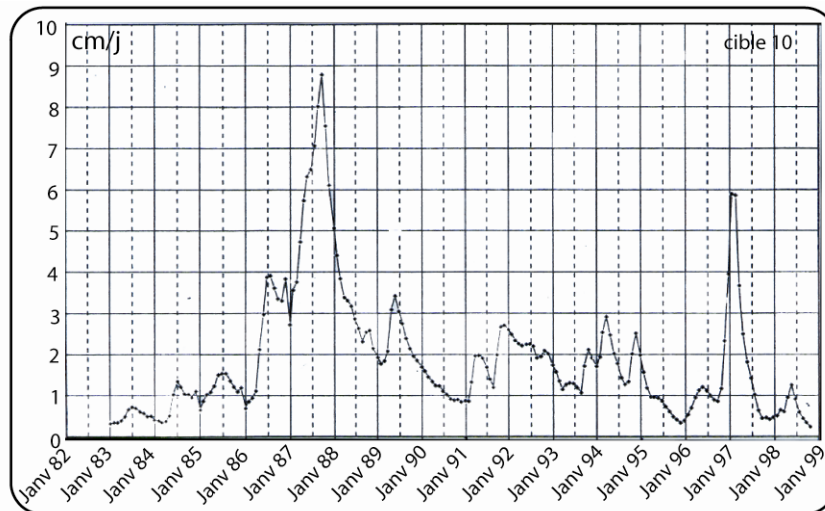


Figure 3.5: Vitesse de la cible 10 du glissement de la Clapière, mesurée par distancemétrie laser (*Follacci, 1999*).

Après le pic d'activité de 1987, un escarpement secondaire se développe dans la partie Nord Ouest du glissement, entraînant la stabilisation de la zone comprise entre cet escarpement et l'escarpement principal (Fig. 3.4 - *Follacci et al., 1988b*). L'analyse des déplacements mesurés par distancemétrie a également mis en évidence une réponse saisonnière du glissement, caractérisée par des accélérations à la fonte des neiges et à l'automne en cas de fortes pluies (*Follacci, 1987*). D'autre part, les accélérations sont synchrones sur tout le glissement et les directions de mouvements parallèles entre elles, ce qui conforte l'idée d'un glissement d'ensemble profond (*Follacci, 1987*).

A partir de l'analyse des déplacements des cibles, Follacci a développé en 1987 un modèle conceptuel du glissement. Il pense que celui-ci est composé de différentes zones qui évoluent différemment depuis (1) un stade frustré avec une surface de rupture discontinue, vers un stade (2) de glissement rotationnel caractérisé par une surface de rupture continue. Il distingue la partie Est du glissement, affectée par les mouvements les plus anciens et les plus rapides, pour la période précédant 1987, de la partie Ouest, où les mouvements sont plus récents et plus lents, à cette époque. Il relie alors la partie Est du glissement au stade (2), avec une surface de rupture qui s'étend du haut vers le front du glissement. Il associe par contre la partie Ouest de la Clapière au stade (1), avec une surface de rupture qui s'étend de l'escarpement principal à la barre d'Iglière. La zone centrale du glissement serait à un stade intermédiaire. Cette zone, fracturée selon des

directions N20, peut accommoder le différentiel de mouvement. Selon ce modèle, l'instabilité gravitaire de la Clapière se serait donc développer d'Est en Ouest, avec une propagation de la surface de rupture.

Actuellement, les différents scénarios envisagés pour l'évolution future du versant sont les suivants (*Follaci, 1999*):

- rupture brutale de l'ensemble du versant avec un préavis de quelques heures,
- rupture rapide du versant avec un préavis de quelques jours,
- glissement d'ensemble lent accompagné d'éboulements.

Actuellement, c'est la dernière hypothèse qui est privilégié et qui a entraîné l'arrêt du suivi journalier des mouvements. Seule la question de l'évolution du glissement surimposé sommital (Fig. 3.4) se pose, une rupture brutale de cette zone n'étant pas totalement exclue (*Follaci, 1999*).

## 2.5. Conclusion

Le glissement de la Clapière est un glissement profond en rotation, caractérisé par des vitesses moyennes de l'ordre de 1 cm/j. Il couvre une centaine d'hectares et implique environ 50 millions de m<sup>3</sup> de roche. La vitesse du glissement et son caractère rocheux lui permettent de conserver un état de surface quasi stable au cours du temps. Il sera donc possible de réaliser des corrélations multitemporelles afin de mesurer ses mouvements. Il fait l'objet d'études depuis plus de 30 ans. Des données abondantes sont donc disponibles et pourront être utilisées afin de valider notre méthodologie. Situé en fond d'une vallée et en bordure de route, son accès est pratique. Des images sont acquises par l'IGN au-dessus de cette zone depuis 1955. Ce glissement est donc tout à fait adapté afin de tester les outils développés aux chapitres 1 et 2.

### 3. Le glissement de la Valette

Le glissement de la Valette est localisé dans les Alpes françaises du Sud, en rive droite de la vallée de l'Ubaye, au Nord-Ouest de la ville de Barcelonnette (Fig. 3.6a). Le glissement prend naissance au sommet du versant marqué, par la crête de Soleil Bœuf, vers 2000 m d'altitude. Il emprunte le torrent de la Valette dans sa partie basse et s'étend sur 2 km de long, entre 2000 et 1200 m d'altitude (Fig. 3.6b). Dans sa partie haute, sa largeur atteint 450 m au maximum. Deux ruisseaux s'écoulent de part et d'autre du glissement : il s'agit des ruisseaux de la Valette à l'Est et ruisseau de Serre à l'Ouest. Ces deux ruisseaux se rejoignent, vers 1300 m d'altitude, pour former le torrent de la Valette, qui se jette ensuite dans l'Ubaye (Colas et Locat, 1993).

Le risque humain et économique lié à ce glissement n'est pas négligeable. En effet, celui-ci menace une centaine d'habitations d'un lotissement, qui s'étend de part et d'autre du torrent de la Valette. Différents commerces, un centre aéré et une gendarmerie sont installés dans cette zone. Ce glissement fait donc l'objet d'une surveillance depuis 1982 environ, date à laquelle les premiers mouvements d'ampleur ont été observés (Colas et Locat, 1993). Il est également responsable de la destruction d'une route forestière, à l'amont du glissement (Pothérat, 2000) et du déplacement constant de la seule piste forestière, qui relie les fermes de Serre à la ville de Barcelonnette (Fig. 3.6b - Colas et Locat, 1993).

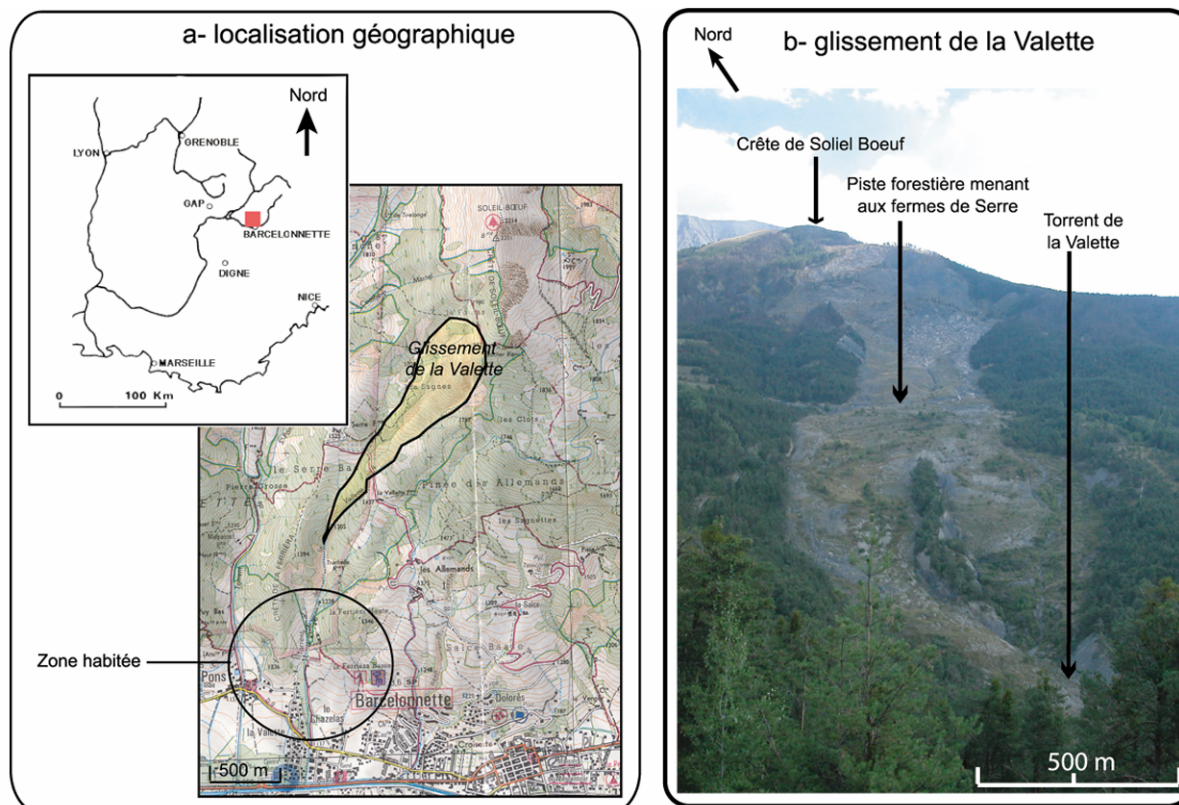


Figure 3.6 : (a) Localisation géographique et (b) présentation du site du glissement de La Valette.



### 3.1. Contexte géologique

#### 3.1.1. Lithologie

La glissement de la Valette est localisé au Nord du Massif du Mercantour dans une zone où les nappes de l'Embrunais se sont mises en place, par charriage, sur un substrat marneux autochtone (*Pothérat, 2000*). Le bassin de Barcelonnette a été incisé par le glacier Würmien de l'Ubaye, ce qui a provoqué la formation d'une fenêtre de forme elliptique, au cœur de laquelle les terrains du substratum affleurent (Fig. 3.7a - *Pothérat, 2000*). Cette fenêtre correspond à une vaste dépression, découpée par de nombreux torrents, et au relief tourmenté de type « bad-lands » (*Colas et Locat, 1993*).

Les terrains autochtones, qui constituent le substratum, sont des marnes noires d'âge Callovo-Oxfordien (*Pothérat, 2000*), appelées communément Terres Noires (Fig. 3.7a). Elles se présentent sous forme de plaquettes. Quelques lits de nodules carbonatés, aplatis et boudinés sont parfois intercalés dans ces marnes. Ces terrains, qui s'étendent sur 300 m d'épaisseur environ dans cette zone (*Dupont et Taluy, 2000*), sont les plus anciens de la série stratigraphique. Ces marnes sont souvent ravinées, altérées et en partie masquées par des moraines (*Pothérat et al., 2000 ; Colas et Locat, 1993*)

Les Terres Noires sont recouvertes par les nappes de l'Embrunais à vergence Sud Ouest. Ces terrains constituent les surfaces les plus élevées topographiquement et sont localisées sur le pourtour de la fenêtre de Barcelonnette (*Pothérat, 2000*). Trois nappes se succèdent depuis le contact avec les Terres Noires, jusqu'au sommet de la série stratigraphique (Fig. 3.7a - *Colas et Lucas, 1993 ; Dupont et Taluy, 2000 ; Pothérat, 2000*):

- les premières couches en contact avec le substrat sont des écailles sub-briançonnaises, qui appartiennent à la nappe dite du Pelat. Ce sont des calcaires planctoniques organisés en lits fins, d'âge Eocène-Paléocène. Cette formation affleure au contact des Terres noires à l'Est du glissement ainsi que dans sa partie haute (*Semenaud, 2000 ; Pothérat, 2000*).
- la nappe de l'Autapie recouvre ces écailles. Elle est composée d'un flysch à Helminthoïdes, constitué par des calcarénites et des calcaires lithographiques et argileux, de schistes noirs siliceux et de brèches polygéniques (*Kerckhove et al., 1978*).
- la nappe du Parpaillon est au toit de la succession stratigraphique. Elle se compose de flyschs à Helminthoïdes, organisés en séquences décimétriques granoclassées de calcaires gréseux (*Kerckhove et al., 1978*).

Le glissement de la Valette affecte la zone de contact entre les nappes de l'Embrunais et les Terres Noires (Fig. 3.7b). Les formations rocheuses de la nappe de l'Autapie constituent la partie supérieure du glissement, où s'est formée la niche d'arrachement. Les écailles de la nappe du Pelat affleurent, sous la niche d'arrachement, au lieu dit le « Rocher Blanc ». Le corps du glissement est constitué de Terres Noires, en partie recouvertes par des moraines, et mobilisées sous forme d'une coulée (Pothérat, 2000). Un éperon rocheux, constitué de Terres noires recouvertes par des moraines consolidées, est visible dans la partie basse de cette coulée (Fig. 3.8 - Dupont et Taluy, 2000).

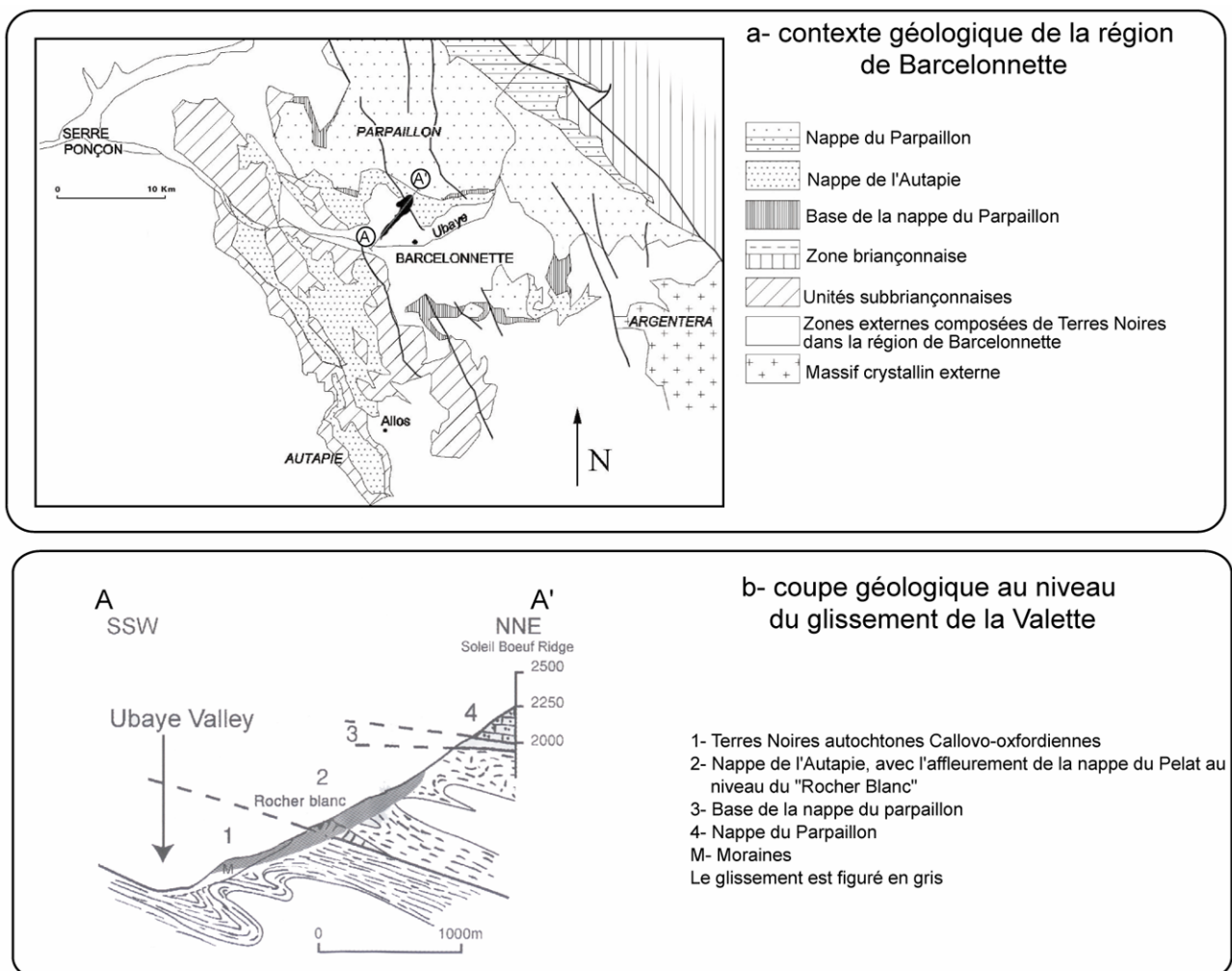


Figure 3.7: Contexte géologique (a) de la fenêtre de Barcelonnette et (b) coupe géologique du glissement de la Valette (modifié par Squarzoni et al., 2003, d'après Kerckhove, 1969).

### 3.1.2. Contexte structural

La phase tectonique la plus récente, qui a affecté de manière importante la région de Barcelonnette, est la phase Sannoisienne. Elle date du début de l'Oligocène (Kerckhove, 1969). Cette phase tectonique a provoqué le soulèvement de la partie centrale de l'Embrunais et entraîné

la formation du dôme de Barcelonnette. C'est l'érosion glaciaire de cet anticlinal qui a amené à l'affleurement des terrains autochtones.

Les Terres Noires ont un plan de stratification variant entre N150 et N175. Leur pendage moyen de 20°NE se redresse à plus de 70°NE au contact avec les nappes de l'Embrunais. Elles sont organisées en une structure anticlinale d'axe NO-SE. Les flyschs ont une stratification allant de N110 à N150, avec une inclinaison comprise entre 30°NE et 60°NE au niveau de la crête de Soleil Bœuf. Les flyschs sont plissés selon un axe NO-SE, compatible avec la direction du charriage (*Pothérat, 2000*). Plusieurs systèmes de fracturation affectent le glissement de la Valette. Le réseau dominant est constitué de discontinuités N40-50°E (*Pothérat, 2000*).

Le contact tectonique entre le substratum et les nappes de l'Embrunais correspond à un chevauchement penté de 30° vers le SE (*Colas et Locat, 1993*). L'altitude de ce contact diminue dans la partie Est du glissement par rapport à la zone Ouest (Fig. 3.8 - *Dupont et Taluy, 2000*). La présence d'une faille, de direction N40-50°E, est proposée pour expliquer ce phénomène (*Pothérat, 2000*). Cependant cette faille n'apparaît pas clairement sur le terrain (*Semenaud, 2000*).

### 3.1.3. Hydrologie

La nappe de l'Autapie constitue un réservoir important au dessus des Terres noires imperméables (*Colas et Locat, 1993*). 26 sources ont été répertoriées et étudiées depuis 2000. Elles se localisent, pour leur majorité, au contact entre les Terres Noires et les nappes de l'Embrunais (*Dupont et Taluy, 2000*), sous la nappe de l'Autapie. C'est le cas des sources, alimentant les ruisseaux de Serre et de la Valette qui entourent le glissement (*Colas et Locat, 1993*).

## 3.2. Morphologie de la zone instable

Le glissement de la Valette se décompose en quatre parties (*Colas et Locat, 1993 ; Squarzoni et al., 2003*). Cette zonation s'appuie sur des arguments géologiques et des observations morphologiques réalisées à partir de photographies aériennes (Fig. 3.8 - *Squarzoni et al., 2003*).

- Dans la partie sommitale (zone A), un écroulement rocheux de plusieurs dizaines de milliers de mètres cubes forme la niche d'arrachement. Les flyschs noirs de la nappe de l'Autapie sont affectés par un déplacement en rotation dans cette zone (*Pothérat, 2000*). L'instabilité est marquée par un escarpement principal quasi vertical de 10 m de haut, sur 500 m de long et 400 m de large (*Pothérat, 2000*).

- Sous la zone d'arrachement, un affleurement de calcaires planctoniques, appartenant à la nappe du Pelat, est marqué par une forte pente au lieu dit le « Rocher blanc » (zone C). Cette zone alimente un éboulis actif sous-jacent (Squarzoni et al., 2003).
- Dans la partie inférieure (zone B), le corps du glissement est constitué par une coulée boueuse de marnes noires et de moraines, de 1500 m de long. Cette coulée emprunte le torrent de la Valette puis s'écoule dans la partie basse, dans deux talwegs qui encadrent l'éperon rocheux stable de Terres Noires, recouvert de dépôts morainiques (Pothérat, 2000). La coulée est sillonnée par des cannelures de ruissellement, qui canalisent naturellement les eaux d'écoulement de surface, vers le bas du glissement (Squarzoni et al., 2003). Sur cette zone, un comportement en translation du glissement est privilégié.
- Enfin, une coulée (zone D) s'est développée plus récemment sous la zone A, dans les Terres Noires de la partie sommitale Ouest du glissement.

En 2000, ce glissement mobilisait un volume estimé à 9 millions de m<sup>3</sup> environ. Deux tiers de ce volume étaient impliqués dans la coulée B (Colas et Locat, 1993).

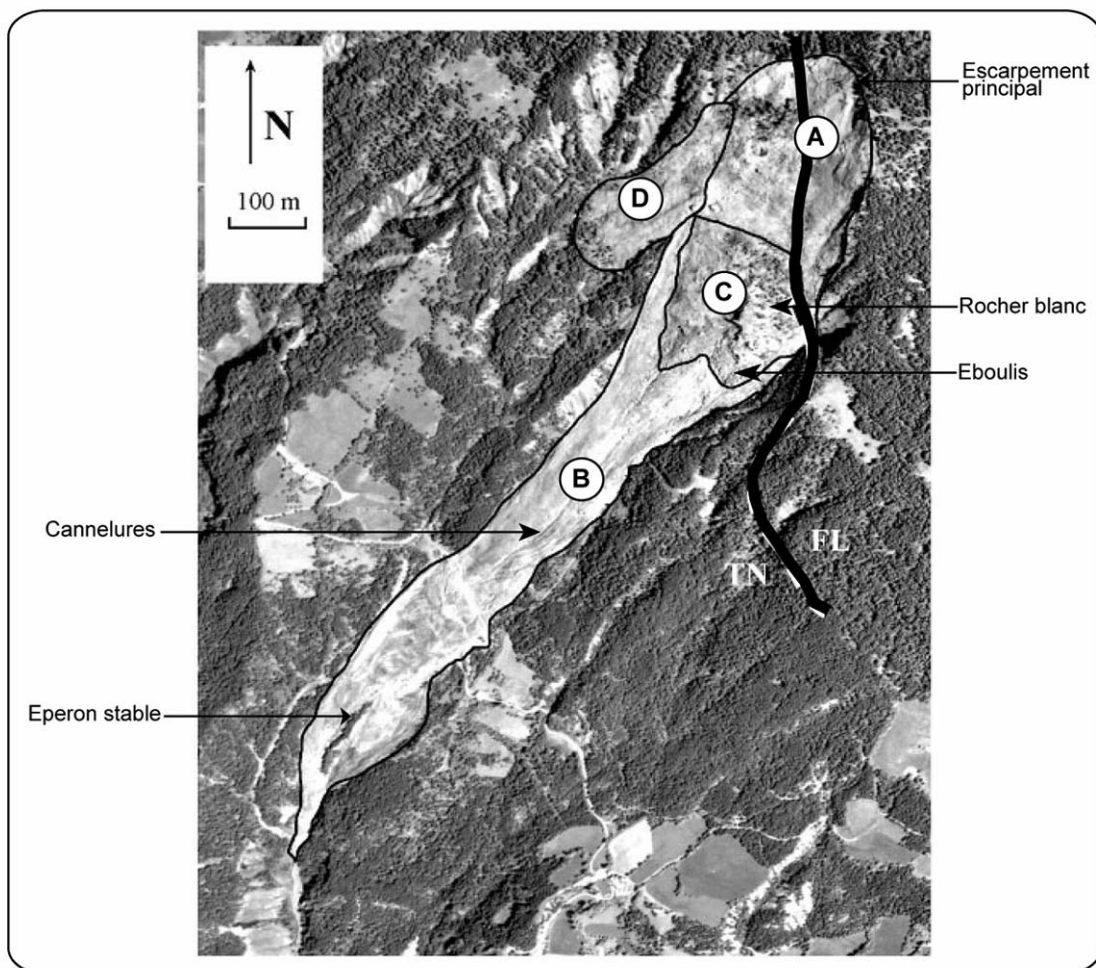


Figure 3.8: Morphologie du glissement de la Valette (Squarzoni et al., 2003). Le contact tectonique, entre les Terres Noires et les nappes de l'Embrunais, est souligné en noir.

Le développement d'une instabilité gravitaire dans les Terres Noires n'est pas surprenant, puisque ces terrains sont très sensibles à l'action des agents exogènes (*Antoine et al., 1995*). Une fois à l'affleurement, les Terres Noires ont tendance à se déliter en plaquettes de quelques mm à quelques cm. Ce débit favorise alors le développement d'instabilité dans ces terrains. D'autres phénomènes gravitaires sont d'ailleurs observés dans les Terres Noires de la fenêtre de Barcelonnette, au niveau de Super-Sauze ou de Poche (*Pothérat, 2000 ; Maquaire et al., 2003*)

### 3.3. Instrumentation du glissement et études antérieures

La surveillance du glissement de la Valette a débuté en 1983 avec l'apparition des premiers indices d'instabilité. C'est le service de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) qui supervise cette surveillance, avec l'aide du Centre des Etudes Techniques de l'Équipement (CETE) régional. Le premier rapport sur l'activité du glissement, réalisé en 1983, estimait que les terres avales formeraient une butée suffisante pour empêcher la progression de la coulée vers les zones habitées. Dès 1982, des barrages ont été construits dans le lit du ruisseau de la Valette afin de contenir l'évolution de la coulée. Deux autres barrages sont venus compléter ce dispositif en 1984 et 1988. En 1988, suite à une intensification de la désorganisation du versant, une seconde étude mettait en évidence la nécessité de drainer la zone instable, à la fois en surface et en creusant une galerie vers 1600 m d'altitude (*Colas et Locat, 1993*).

Des profils géophysiques et des sondages carottés ont été réalisés, afin de préparer la construction d'une telle galerie. Ces profils ont montré que la surface de rupture était localisée à entre 15 et 25 mètres de profondeur dans la zone de la coulée (*Evin, 1992 ; Colas et Locat, 1993*). Finalement seuls des drains de surface et 1500 m de drains subhorizontaux au niveau du contact Terres Noires/flyschs ont été installés sur le glissement, entre 1988 et 1989. Des nivellements et des enherbements des surfaces nivelées ont également été réalisés entre 1989 et 1990, afin de réduire le risque lié à ce glissement. Enfin, un système de télésurveillance a été mis en place afin de donner l'alerte en cas de coulée majeure.

Un profil de suivi des déplacements de surface par des levés géométriques a été mis en place le 9 septembre 1988, dans la partie centrale de la coulée, au niveau de la piste, menant aux fermes de Serre. Des mesures sont réalisées au moins une fois par an afin d'apprécier les mouvements moyen de la coulée (*Colas et Locat, 1993*). Des mesures sont également réalisées par distancemétrie laser, sur une vingtaine de cibles, localisée dans et autour du glissement, depuis 1993, avec une fréquence de trois semaines environ (*Squarzoni et al., 2003*)

A partir de la fin des années 90, différentes méthodes de télédétection ont été appliquées au glissement de la Valette. Des études par interférométrie radar différentielle ont permis de détecter des déplacements de 1.2 cm/j dans le glissement, entre 1995 et 1996 (*Vietmeier et al., 1999*). En

2000, une étude de détail par photo-interprétation de quatre clichés de l'IGN a été réalisée pour la période 1973-1988 par Pothérat (2000). Elle a permis de reconstituer l'évolution historique du versant au cours du temps. En 2003, Squarzoni et al. ont conduit une étude par l'interférométrie radar différentielle, qui a permis d'affiner la zonation du glissement, en fonction de son comportement cinématique. La zonation définie présentée sur la figure 3.8 s'appuie sur des observations morphologiques et géologiques. L'étude cinématique a montré que cette zonation était compatible avec la distribution des déplacements pour les zones A, B et D. Par contre, la zone C apparaît plus réduite sur les interférogrammes différentiels que sur les photographies aériennes. Cette étude a été complétée par un suivi au GPS différentiel, sur 7 points du glissement entre 2000 et 2002 (*Squarzoni et al., soumis*)

Différents modèles ont été réalisés sur le glissement de la Valette, à partir des données récoltées sur le terrain. Une analyse de la mobilité de la coulée a été réalisée en 1993 par Colas et Locat. Un écoulement, s'appuyant sur la mécanique des fluides, puis un modèle, utilisant les principes de la mécanique des sols, ont été successivement testés. Le premier modèle propose des vitesses de déplacements en accord avec les vitesses mesurées par distancemétrie, tandis que le second modèle est plus cohérent avec les observations de viscosité des matériaux mobilisés. Van Beek et Van Asch (1996) utilisent un modèle dynamique de stabilité, pour montrer la sensibilité des matériaux de la coulée aux conditions hydrogéologiques, et notamment aux variations de niveaux de l'aquifère. Le Mignon en 1999 modélise la coulée à l'aide du code FLAC. Il montre que la mise en charge de la nappe phréatique entraîne la déstabilisation de la coulée. Enfin, Semenaud, en 2000, modélise l'initiation de la rupture dans la partie amont du glissement et montre que l'instabilité a une triple origine : les faibles propriétés mécaniques des matériaux, la présence d'une surface de rupture préexistante en profondeur et la présence d'une aquifère perchée.

### **3.4. Historique de l'activité du glissement**

L'étude de détail, réalisée par photo-interprétation par Pothérat (2000) a permis de reconstituer l'évolution du glissement au cours du temps. Les premiers indices d'instabilité gravitaires sont visibles sur une photographie aérienne de 1973 (*Pothérat, 2000*). Ils apparaissent dans la partie haute du glissement au niveau du « Rocher Blanc ». Des indices d'arrachement sont visibles ainsi qu'une petite coulée en tête du ruisseau de la Valette, , alimentée par des éboulis de calcaires planctoniques issus du « Rocher Blanc ».

Le glissement de la Valette a une activité visible depuis mars 1982, suite à une période pluvieuse et au début de la fonte des neiges (*Pothérat, 2000*). L'image aérienne montre alors un

escarpement de 10 m de haut environ, vers 1950 m d'altitude. La zone du « Rocher Blanc » se désorganise et quelques coulées sont visibles sous cette barre calcaire. En 1983, la coulée atteint la piste menant aux fermes de Serre. Jusqu'en 1988, la désorganisation de la partie haute du glissement se poursuit. La coulée qui ne couvrait que 26 ha en 1983 atteint 50 ha en 1985 (Colas et Locat, 1993). En 1988, l'escarpement sommital recule, jusqu'à emporter la route forestière du haut. La coulée qui se développe dans le ruisseau de la Valette emporte la piste menant aux fermes de Serre. Elle s'étend sur 500 m entre 1400 et 1200 m d'altitude, en 1988.

Le développement du glissement coulée de la Valette est à relier au comportement mécanique des Terres Noires, dont les faibles caractéristiques mécaniques permettent de fluer sous l'effet d'une charge (Pothérat, 2000). L'effondrement rocheux sommital affecte les nappes de l'Embrunais dans un mouvement en rotation, entre 1600 et 1900 m d'altitude. Cet effondrement peut provoquer une surcharge sur les Terres Noires et les moraines. Cette déstabilisation se poursuit lentement vers l'aval. Le développement d'une première coulée en 1982 bloque l'exutoire du torrent de la Valette et entraîne la mise en charge de l'aquifère. Les Terres Noires s'imbibent d'eau et forment une coulée boueuse importante en 1988 (Colas et Locat, 1993 ; Pothérat, 2000). Actuellement, les études montrent que les accélérations de la coulée sont directement corrélées à une augmentation de la pluviométrie (Pothérat, 2000).

Le suivi par distancemétrie laser, des vitesses des cibles, localisées dans le glissement, souligne le pic d'activité de 1989, avec des vitesses de plus de 40cm/j enregistrées sur le profil de mesures. Un autre pic est enregistré en 1997 avec des vitesses de 30 cm/j (Fig. 3.9). Actuellement, les vitesses sont de l'ordre de 1 cm/j. C'est probablement l'action du drainage qui provoque cette diminution des vitesses. Cependant, une accélération, avec des vitesses de 3.5 cm/j, a été enregistrée en 2000.

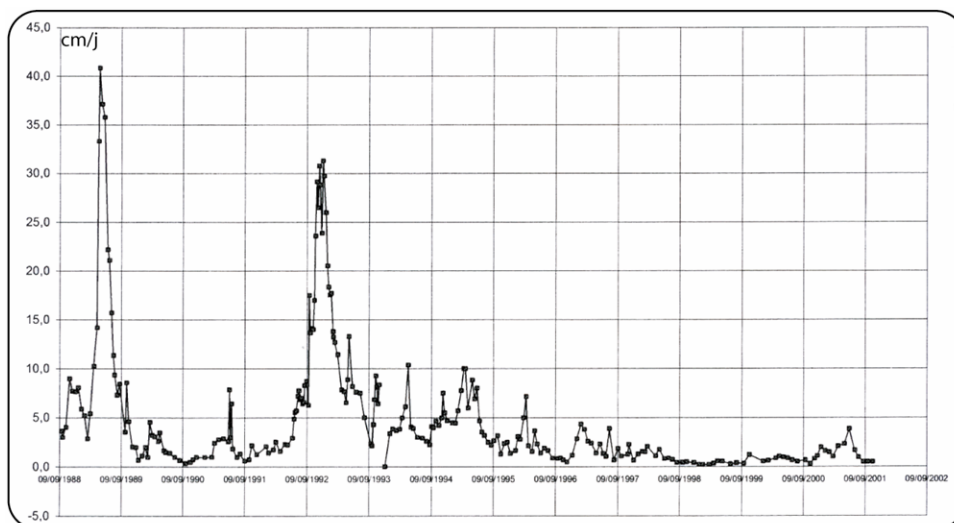


Figure 3.9: Vitesse d'une cible du glissement de la Valette

Actuellement le principal risque serait une réactivation de la coulée suite à un épisode pluvieux important. Le contexte météorologique de la région, caractérisé par des pluies fortes et fréquentes notamment à la fonte des neiges, laisse craindre le développement de nouvelles coulées.

### **3.5. Conclusion**

Le glissement de la Valette se compose de deux parties : une formation rocheuse sommitale, affectée par un mouvement en rotation, entre 1600 et 1900 m d'altitude, et une coulée boueuse de Terres Noires en translation dans la partie centrale et inférieure du glissement. Il couvre une centaine d'hectares et mobilise environ 9 millions de m<sup>3</sup>. Les vitesses moyennes enregistrées sont de l'ordre de 1 cm/j. Des données cinématiques et morphologiques sont disponibles depuis sa formation en 1982. Ce glissement est facile d'accès grâce à une piste, qui permet d'accéder à la partie centrale de la coulée. Des images sont acquises par l'IGN au-dessus de cette zone depuis les premiers signes d'instabilité. Ce glissement est donc tout à fait adapté afin de tester les outils développés aux chapitres 1 et 2. La constitution marneuse de la coulée et son évolution au cours du temps entraînent des changements de l'état de surface. Cependant, le choix judicieux des clichés IGN doit permettre d'étudier son évolution, par corrélation automatique.





**Chapitre 4 : Potentiel de l'imagerie 3D pour le suivi  
morphologique et cinématique des glissements de la Clapière  
et de la Valette**



## 1. Introduction

Le suivi topographique, morphologique et cinématique des glissements de terrain est une étape essentielle pour la compréhension de la dynamique des mouvements gravitaires et la mise en place de systèmes de prévention et d'alarme adaptés (Mantovani et al., 1996 ; Angeli et al., 2000). Le suivi est d'autant plus pertinent qu'il est réalisé à différentes échelles spatiales et temporelles (Mantovani et al., 1996) et qu'il tient compte de l'historique des mouvements de la zone instable considérée (Hervàs et al., 2003). Une analyse de terrain est indispensable afin de caractériser la lithologie, la structure (Angeli et al., 2000) et la morphologie des glissements de terrain. Ces cartographies de détail des zones instables peuvent être associées à des levés topographiques de précision au théodolite ou au GPS cinématique.

Le suivi cinématique des mouvements gravitaires est généralement réalisé sur des points caractéristiques des zones instables ou sur des cibles disposées sur la surface en mouvement. Les systèmes de mesure classiquement utilisés sont les extensomètres (Angeli et al., 2000), les systèmes distancemétriques EDM (Electronic Distance Measurement) (Moss et al., 1999), et plus récemment, le système GPS (Gili et al., 2000 ; Malet et al., 2002 ; Coe et al., 2003). La précision de telles mesures peut atteindre le millimètre. Cependant, leur résolution spatiale reste faible (Hervàs et al., 2003) et l'instrumentation des sites nécessite l'intervention d'opérateurs sur le terrain. Différentes expériences ont également mis en évidence le coût élevé de la maintenance de tels systèmes (Follacci, 1999 ; Angeli et al., 2000).

La télédétection palie certains inconvénients des techniques précédemment citées puisque, par définition, elle ne nécessite pas l'intervention d'opérateurs sur le terrain (Lillesand et Kiefer, 1987). De plus, elle permet de disposer d'une perception globale des sites d'étude. Depuis les années 90, les images satellites radar sont utilisées avec succès pour la détection et le suivi des mouvements gravitaires (Fruneau et al., 1996 ; Singhroy et al., 1998 ; Bernardino et al., 2003 ; Squarzoni et al., 2003). Les interférogrammes différentiels permettent de mesurer des déplacements de précision centimétrique, avec une résolution spatiale décimétrique (Massonet et Feigl, 1998). Cependant, les déplacements sont mesurés uniquement selon la direction de la ligne de visée du satellite. De plus, des contraintes géométriques (Hanssen, 2001) et environnementales limitent l'emploi de cette méthode, notamment en zones montagneuses (Hervàs et al., 2003). Enfin, la résolution spatiale d'une dizaine de mètres est parfois insuffisante pour le suivi de certains mouvements de terrain terrestres. Le développement récent des systèmes de mesures radar sur des réflecteurs permanents (Colesanti et al., 2003) ou depuis le sol (Tarchi

*et al.*, 2003) résout certains de ces problèmes. Cependant, ces données, très récentes ne permettent pas un suivi historique des mouvements de terrain.

Les images satellites optiques sont peu utilisées pour le suivi morphologique et cinématique des zones instables, à cause de leur résolution spatiale de plusieurs dizaines de mètres (*Mantovani et al.*, 1996 ; *Hervàs et al.*, 2003). Elles sont principalement destinées à la détection des surfaces en mouvement (*McDonalds et Grubbs*, 1975 ; *Vargas*, 1992). Les satellites récents IKONOS et QUICKBIRD, qui fournissent des images de résolution inframétrique (*Wasowski et Singhroy*, 2003 ; *Hervàs et al.*, 2003) depuis quelques années seulement, ne permettent pas de caractériser l'historique des mouvements.

En France, des images aériennes sont acquises par l'IGN depuis plus de 50 ans, avec une résolution temporelle de quelques années et une résolution spatiale de l'ordre du mètre (*Pothérat et al.*, 1999). Ces supports optiques stéréoscopiques sont adaptés au suivi, aussi bien actuel qu'historique, des glissements de terrain terrestres. Le développement des caméras numériques et de nouveaux vecteurs d'acquisition tels que les DRONE, permettent désormais d'adapter les échelles et les fréquences d'acquisition des prises de vue, aux objets étudiés.

Les supports optiques aériens sont utilisés sous forme analogique, en photo-interprétation classique, sous stéréoscopes (*Jensen*, 2000). Cependant, ces études restent majoritairement qualitatives (*Pothérat*, 1994 ; *Pothérat*, 2000) et ne permettent pas la caractérisation, à haute résolution spatiale, de l'évolution des zones instables (*Hervàs et al.*, 2003). L'automatisation des méthodes photogrammétriques permet désormais de générer rapidement des MNT précis, à partir d'images stéréoscopiques aériennes (*Weber et Hermann*, 2000 ; *Casson et al.*, 2003a). L'accès aux trois dimensions est d'abord un moyen de souligner certains traits morphologiques des zones étudiées, par rapports aux études en deux dimensions (*Mantovanni et al.*, 1996). De plus, les MNT servent à caractériser les pentes locales (*Iwahashi et al.*, 2001 ; *Casson et al.*, 2003b), à quantifier les variations verticales de la topographie (*Mora et al.*, 2003 ; *Van Westen et Lulie getahun*, 2003) et les champs de déplacements sur des zones instables (*Powers et al.*, 1996 ; *Kääb*, 2002 ; *Casson et al.*, 2003a ; *Delacourt et al.*, 2004). Ces outils de télédétection permettent donc un suivi cinématique et morphologique quantitatif des glissements de terrain, à la fois actuel et historique, et à haute résolution spatiale (*Mantovani et al.*, 1996).

Une méthodologie de génération automatique de MNT, à partir d'images aériennes stéréoscopiques, a été développée au chapitre 1. Elle est complétée par une méthodologie d'extraction des données nécessaires à l'étude des glissements de terrain, décrite au chapitre 2. Le suivi morphologique et cinématique de deux glissements de terrain français est réalisé grâce à ces différents supports. Il s'agit des glissements de la Clapière et de la Valette, localisés dans les

Alpes du Sud, et présentés au chapitre 3. Ces glissements, de taille kilométrique, peuvent être analysés dans leur ensemble, et sur plus de 50 ans, à partir des images de la base de données de l'IGN. La résolution temporelle de quelques années de ces clichés est adaptée au suivi des mouvements, de l'ordre du cm/j, de ces deux glissements. Des études à plus haute résolution spatiale, et réalisées à partir de clichés acquis au moyen du DRONE, peuvent venir compléter la caractérisation d'ensemble.

## **2. Evolution morphologique et cinématique du glissement de La Clapière**

Le glissement de terrain de la Clapière est étudié depuis 30 ans, afin de développer des stratégies de protection des personnes et de leurs biens. Dans notre étude, les données bibliographiques, qui retracent l'évolution des pentes et de la morphologie du glissement, et les données quantitatives de la distancemétrie laser, qui retracent son évolution cinématique, sont utilisées afin de valider la méthode de suivi historique des mouvements de terrain, par télédétection optique. L'analyse de l'évolution spatiale et temporelle des pentes, des variations verticales de la topographie et des champs de déplacement, est réalisée sur une période de 25 ans, entre 1974 et 1999. La confrontation des observations topographiques, morphologiques et cinématiques est alors un moyen de préciser le comportement de ce glissement.

### **2.1. Données disponibles**

Six couples stéréoscopiques d'images aériennes ont été sélectionnés dans la base de données de l'IGN pour les années 1974, 1983, 1988, 1991, 1995 et 1999 (Fig. 4.1). Elles couvrent une période de 25 ans avec une résolution temporelle de 3 à 9 ans (Tab. 4.1). L'échelle des clichés bruts varie entre 1 :17 000<sup>e</sup> et 1 :30 000<sup>e</sup> et ils couvrent une surface allant de 9 à 49 km<sup>2</sup>. Ces clichés sont digitalisés sur un scanner photogrammétrique, tels que leur résolution sol initiale soit de l'ordre du mètre (Tab. 4.1).

Tableau 4.1 : Caractéristiques des couples stéréoscopiques de l'IGN pour le suivi du glissement de la Clapière.

	1974	1983	1988	1991	1995	1999
<b>Mission</b>	FR 2576	IFN 06 PP	FD 06 NORD	FP 3540-3840	FD06	FD06
<b>Numéro des clichés</b>	963-964	787-788	210-211	60-61	1080-1081	434-435
<b>Date d'acquisition</b>	01-07-74	06-09-83	12-07-88	18-07-91	25-06-95	04-06-99
<b>Surface moyenne couverte au sol (m<sup>2</sup>)</b>	3910*3910	3910*3910	6900*6900	6900*6900	4600*4600	5750*5750
<b>Echelle du cliché</b>	1 :17 000	1 :17 000	1 :30 000	1 :30 000	1 :20 000	1 :25 000
<b>Résolution sol moyenne (m) des images digitalisées</b>	0.62	0.69	1.12	0.96	0.80	0.75
<b>Taille du cliché</b>						
<b>en cm<sup>2</sup></b>	23*23	23*23	23*23	23*23	23*23	23*23
<b>en pixels</b>	76176230	76176230	76176230	76176230	76176156	76176230

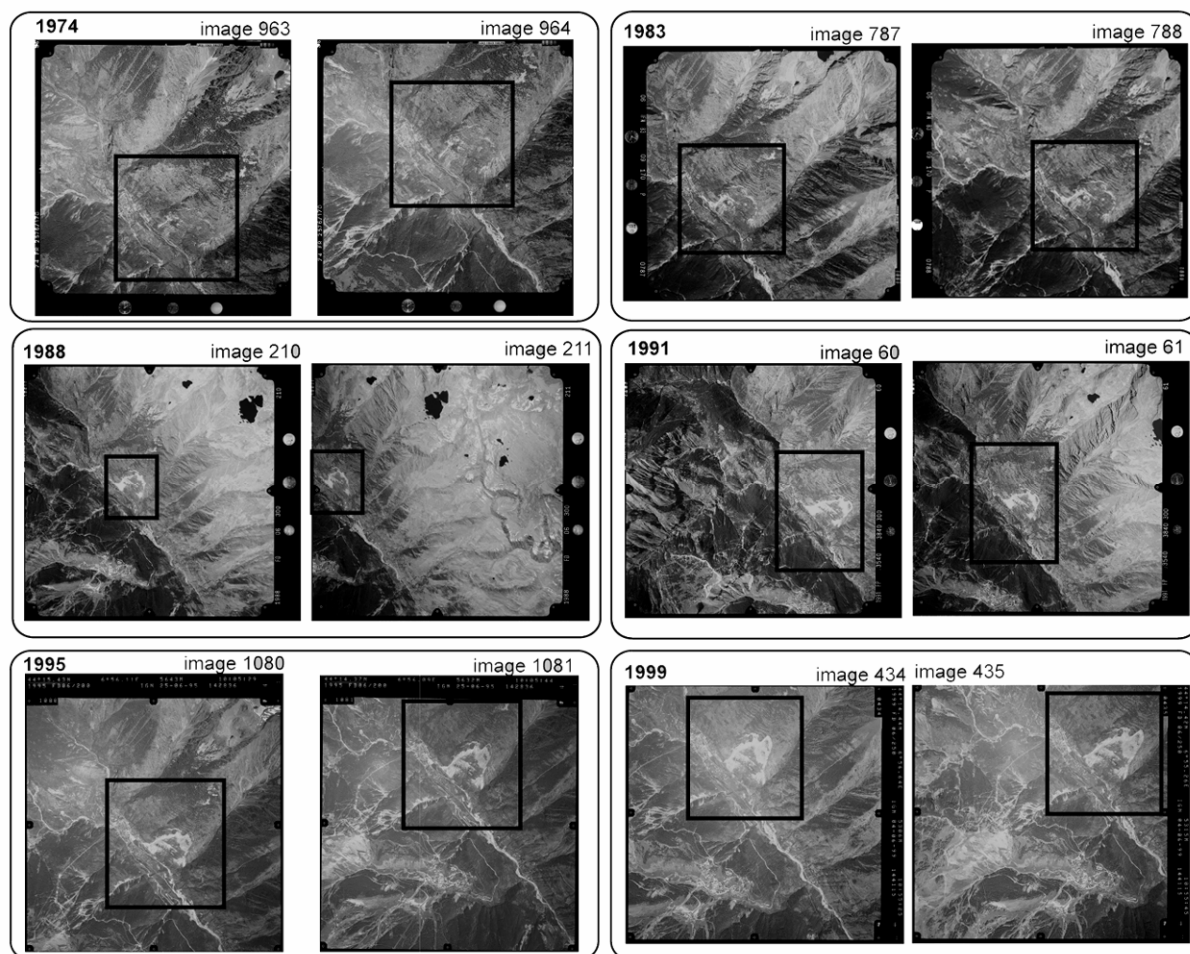


Figure 4.1 : Couples stéréoscopiques d'images aériennes IGN, sélectionnés pour le suivi du glissement de la Clapière. Le cadre noir délimite l'extrait sur lequel le MNT est généré.

Une acquisition DRONE a été réalisée en Novembre 2003, sur le glissement surimposé localisé à la base du glissement de la Clapière (Fig. 4.2). Un seul couple d'images stéréoscopiques est pour l'instant disponible, ce qui ne permet pas de réaliser un suivi de cette zone, à partir de ce seul jeu de données très haute résolution. Ces clichés sont donc simplement utilisés afin de tester la méthodologie de restitution de la topographie.

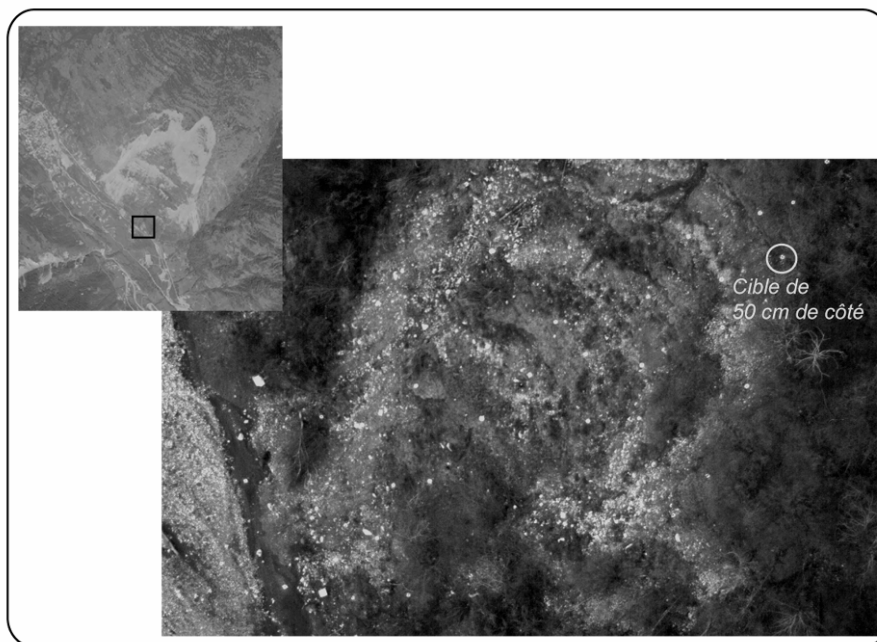


Figure 4.2 : Image DRONE du glissement surimposé à la base du glissement de la Clapière. Les cibles disposées au sol apparaissent en blanc sur la photo.

### 2.1.1. MNT et images orthorectifiées

Les six couples stéréoscopiques IGN sont utilisés pour générer six MNT de résolution métrique, selon la méthodologie de restitution automatique de la topographie présentée au chapitre 1. Les paramètres des calculs spécifiques aux images IGN sont précisés dans la section 5 du chapitre 1 et récapitulés en Annexe 3, pour les couples stéréoscopiques de la Clapière. L'IGN et les certificats de calibration des caméras fournissent les paramètres d'orientation interne et les paramètres approchés d'orientation externe des six couples sélectionnés (Tab. 4.2). Rappelons que lorsque l'altitude approchée d'acquisition n'est pas connue, la formule 1.38 permet de l'estimer. Bien qu'elles ne soient pas prises en compte dans les calculs, les valeurs maximales de la distorsion radiale de chaque caméra sont précisées (Tab. 4.2). Celles-ci sont toujours inférieures à  $12 \mu\text{m}$  soit 0.5 pixels sur l'image. Cette erreur s'inscrit dans la barre d'erreur des MNT de 1.2 m au minimum, soit plus de 1 pixel sur l'image (Tab. 4.3).



Tableau 4.2 : Paramètres d'orientation interne et paramètres approchés d'orientation externe des caméras d'acquisition des clichés de la Clapière.

		1974	1983	1988	1991	1995	1999
<b>Résolution image (<math>\mu\text{m}</math>)</b>		28	28	28	28	28	28
<b>Focale (mm)</b>		151.750	213.81	151.830	151.792	153.527	152.910
<b>Coordonnées PPA (mm)</b>	$\xi$	-0.015	-0.006	0.000	0.005	-0.002	0.012
	$\eta$	0.011	0.006	-0.009	-0.013	0.002	-0.005
<b>Distorsion radiale maximum (<math>\mu\text{m}</math>)</b>		12	2	9.6	9	2	2
<b>Coordonnées des centres des clichés (m - système Lambert II étendu)</b>	$X_1$	967325	968475	968250	965225	967300	968075
	$Y_1$	1928675	1928200	1927050	1927900	1928100	1926275
	$X_2$	967400	966850	971300	968250	967400	966250
	$Y_2$	1927300	1928000	1927390	1928100	1926075	1926150
<b>Altitude de prise de vue (m)</b>	$Z_1$	-	-	-	-	5643	5306
	$Z_2$	-	-	-	-	5632	5315
<b>Angles initiaux (rad)</b>	$\omega$	0	0	0	0	0	0
	$\varphi$	0	0	0	0	0	0
	$\kappa$	$\pi/2$	$\pi$	0	0	$\pi/2$	$\pi$
<b>Nombre de points absolus utilisés</b>		18	20	20	33	31	28
<b>Nombre de points relatifs utilisés</b>		148	181	161	104	203	109

Quarante points de contrôle absolus ont été acquis par un GPS monofréquence Magellan PROMARK X-CM, en 2000, sur les zones stables entourant le glissement de la Clapière (Fig. 4.3). Ces points absolus ne sont pas forcément tous visibles sur un couple stéréoscopique donné. Le nombre de points utilisables a tendance à diminuer pour les clichés les plus anciens (Tab. 4.2). Il reste cependant toujours supérieur à 18. Les points absolus sont principalement localisés dans la vallée de la Tinée (Fig. 4.3). Leur répartition est donc quasi-linéaire. Afin de limiter le biais lié à cette répartition, une centaine de points relatifs sont sélectionnés pour l'orientation des caméras (Tab. 4.2).

Les résultats détaillés des trois étapes de calcul des MNT, soit (1) l'orientation des caméras, (2) la corrélation et (3) la restitution 3D, sont répertoriés en Annexe 3. En raison de la taille importante des clichés IGN, seule la surface du glissement est restituée. Les extraits sélectionnés sur les images brutes, pour le calcul des MNT, sont présentés en Annexe 4 et matérialisés sur la figure 4.1 par le carré noir.

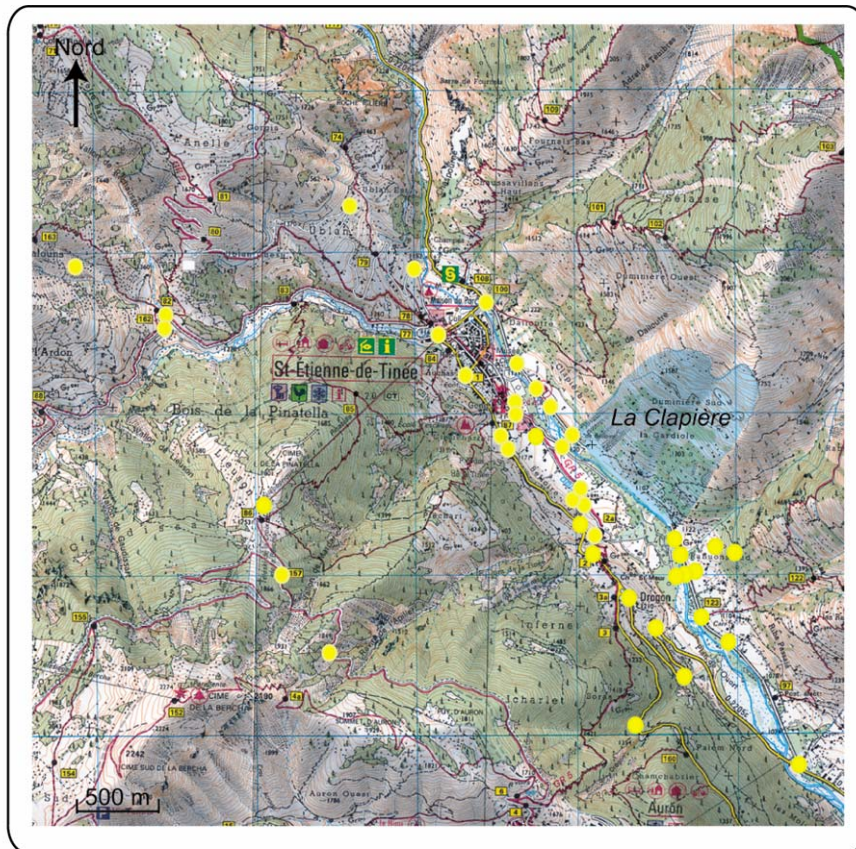
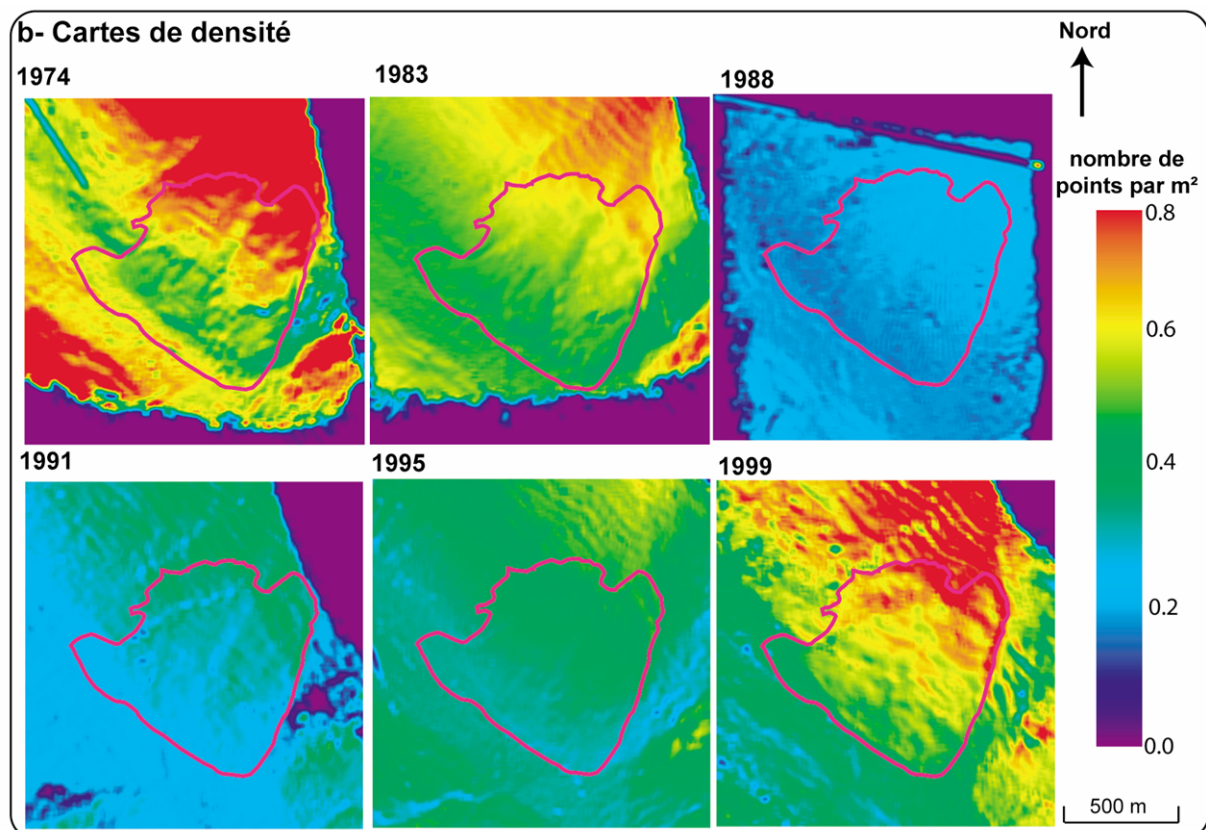
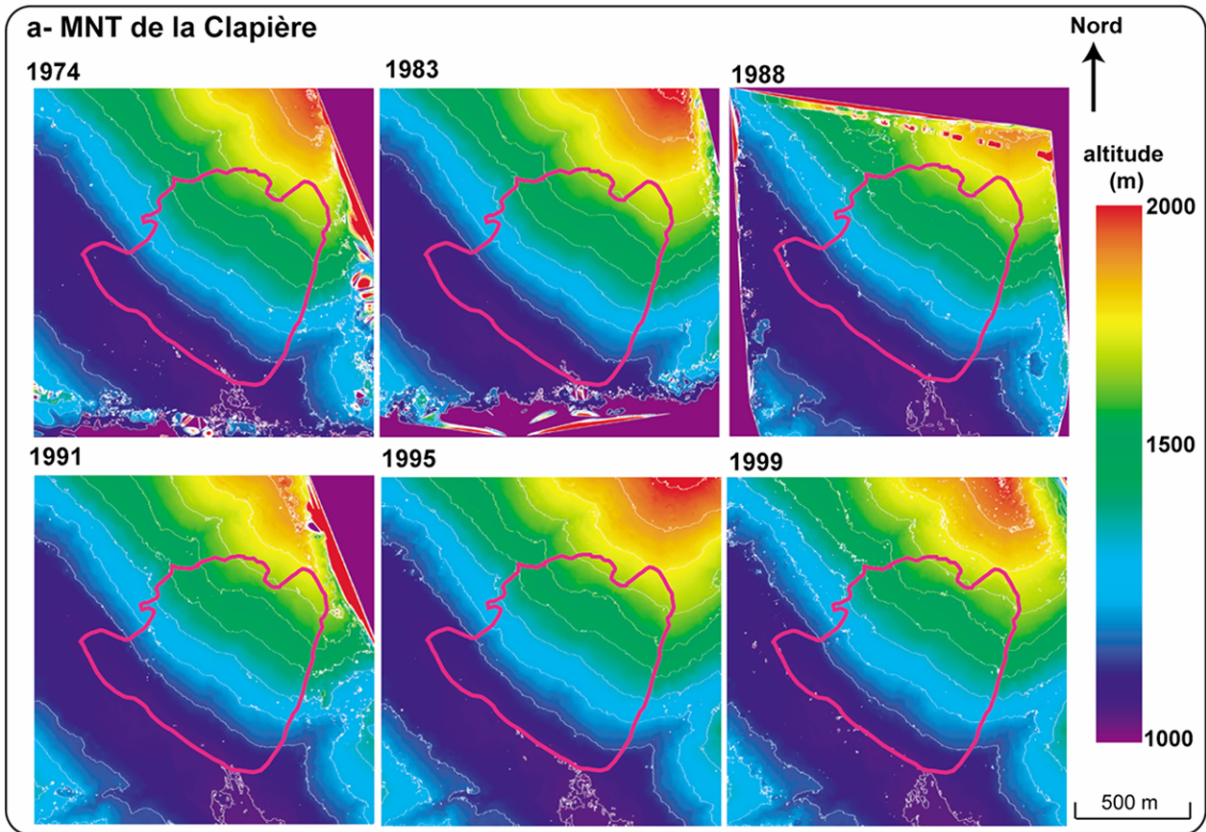
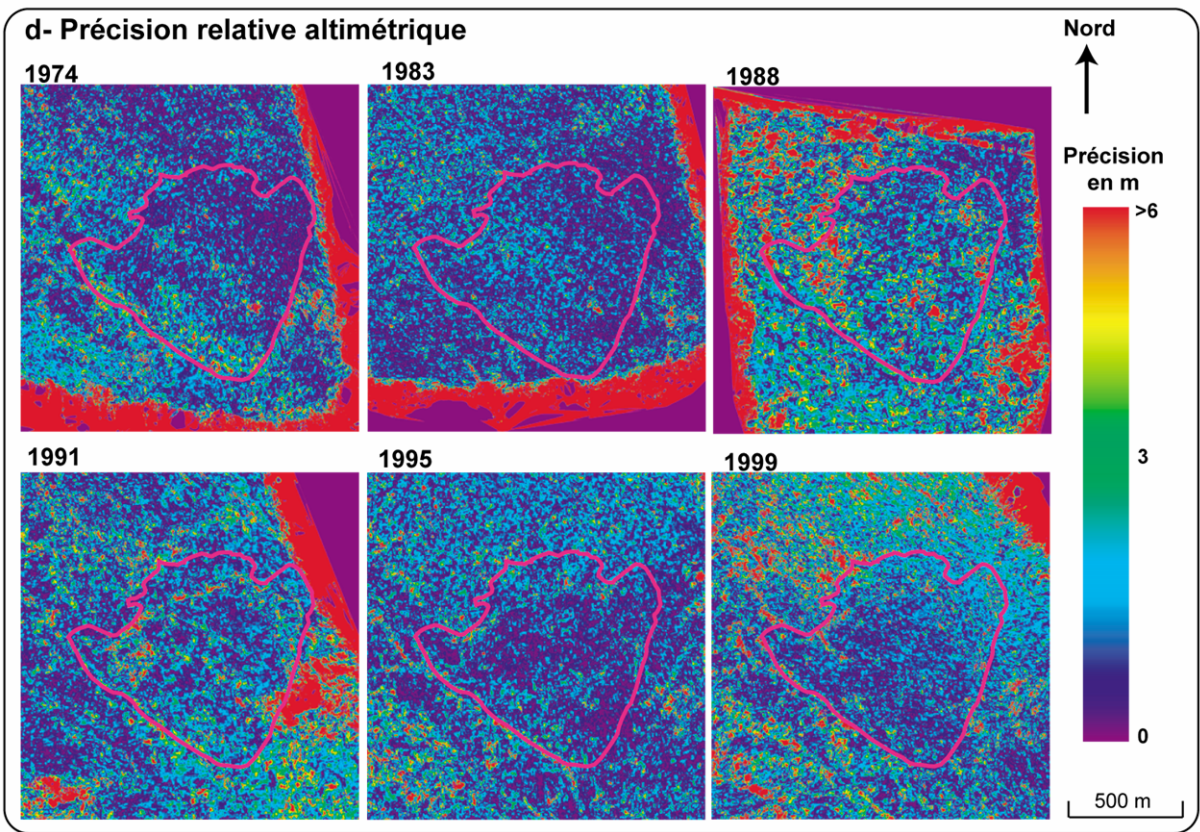
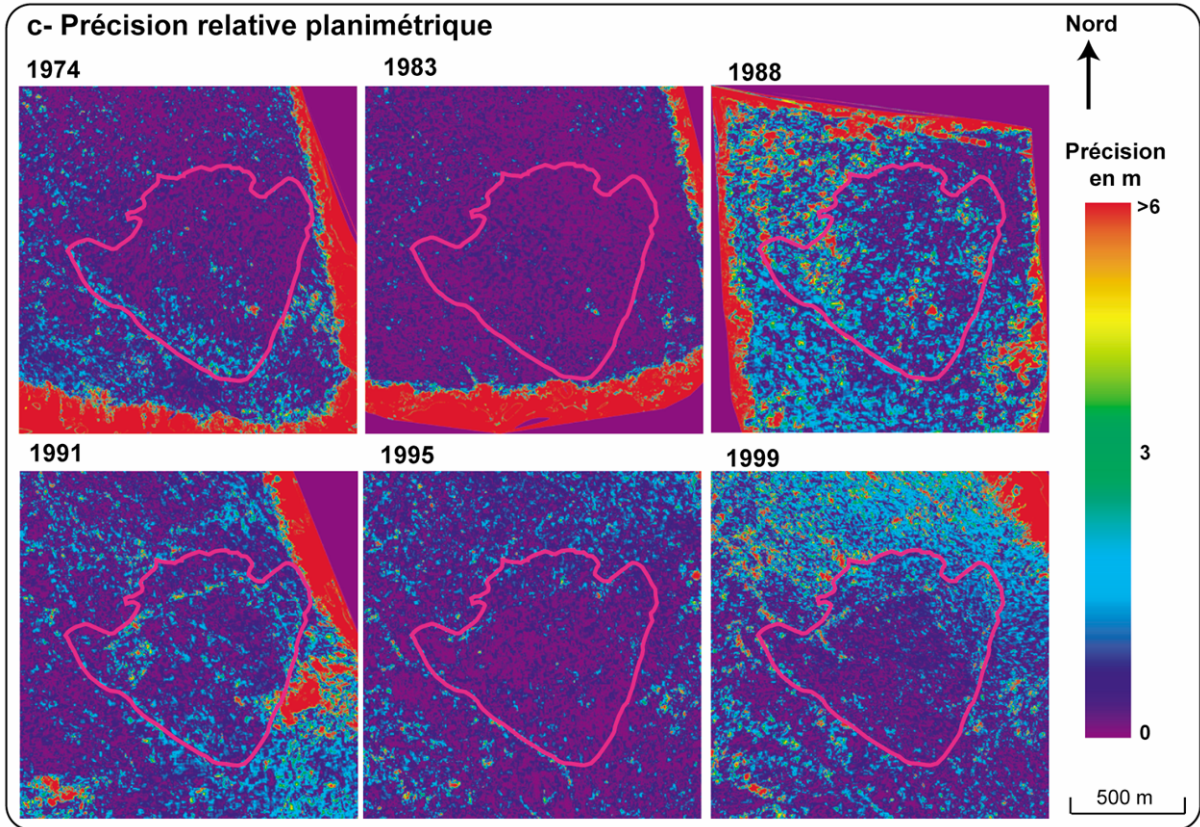


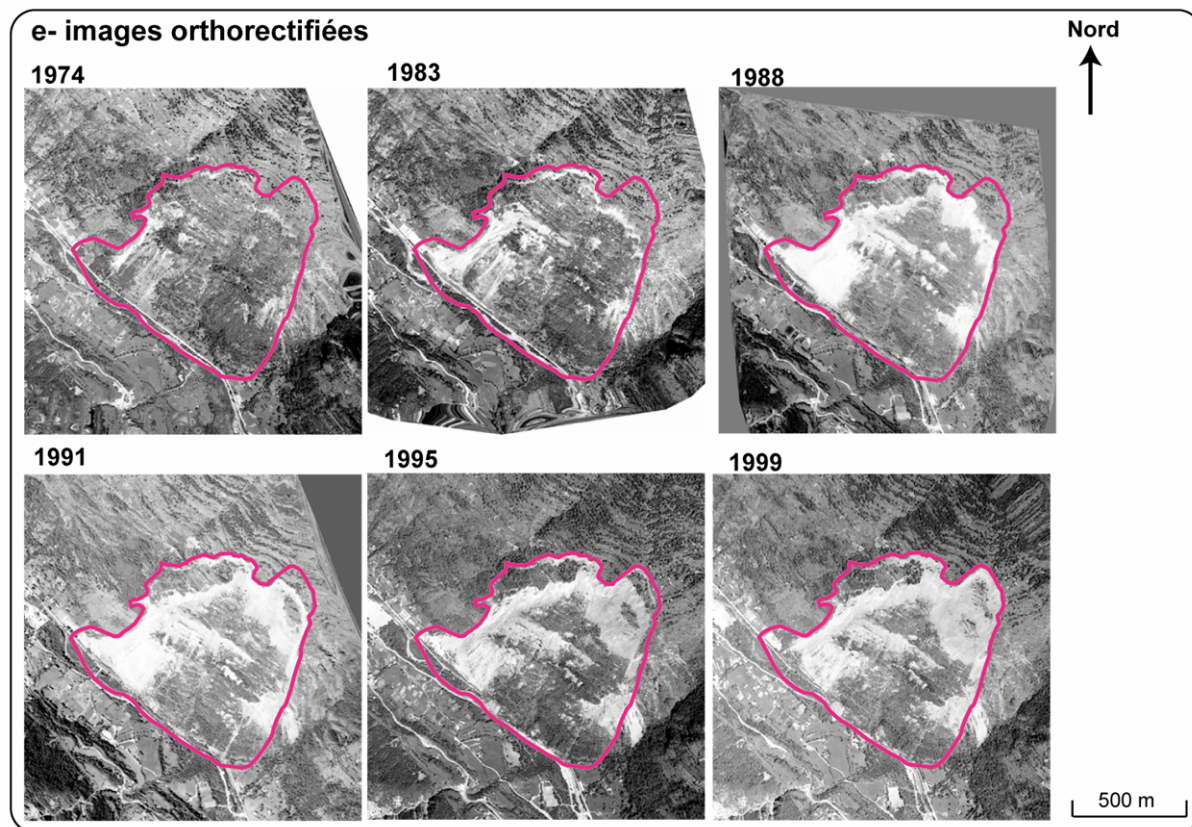
Figure 4.3 : Répartition des points GPS (pastilles jaunes) sur le site de la Clapière.

A chaque MNT calculé, sont associées une carte de densité, une carte de précision relative planimétrique et une carte de précision relative altimétrique (Fig. 4.4a-d). Une image ortho-rectifiée est également calculée à partir de chaque MNT et des images brutes de l'IGN (Fig. 4.4e), selon méthode de calcul présentée à la section 2.1.1 du chapitre 2.

Figure 4.4 (ci-après): MNT et images orthorectifiées de la Clapière. La zone du glissement est matérialisée par la ligne rose. (a) MNT interpolés au pas de 1 m, (b) cartes de densité (c) cartes de précision planimétrique et (d) cartes de précision altimétrique, (e) images orthorectifiées.







La résolution réelle des MNT est hétérogène sur la zone du glissement et n'excède pas 0.6 points par m<sup>2</sup> en moyenne (Tab. 4.3). La précision relative est également hétérogène sur la surface couverte par chaque MNT. La zone du glissement est par exemple caractérisée par une précision relative supérieure aux surfaces environnantes (Fig. 4.4c-d). La figure 4.5 et l'Annexe 5 montrent que les coefficients de corrélations sont également plus élevés sur le glissement qu'aux alentours. La corrélation des images stéréoscopiques est donc plus performante sur la zone du glissement. Ce phénomène est lié à l'aspect dénudé du glissement, qui présente de plus forts contrastes radiométriques que les zones environnantes. Celles-ci sont en effet masquées par un important couvert végétal (Fig. 4.4e). Cette variation de la qualité radiométrique des images brutes se traduit par une hétérogénéité de la qualité de la restitution sur les MNT.

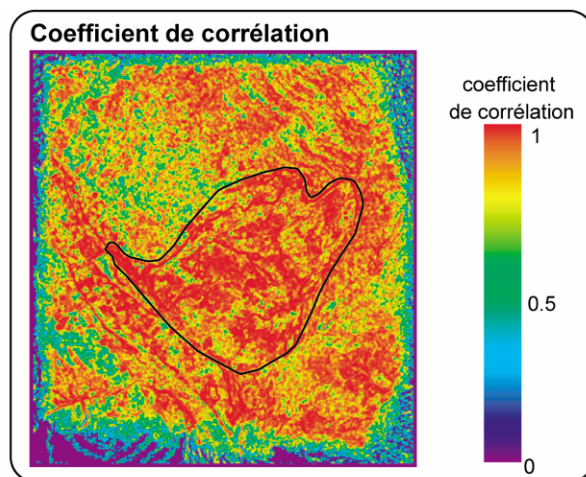


Figure 4.5: Distribution des valeurs des coefficients de corrélation. Exemple des images de 1999 à la corrélation 3. La zone du glissement est matérialisée par un trait noir.

Les précisions relatives des MNT sont en moyenne inférieures au mètre en planimétrie, pour des valeurs de 1.1 à 2.1 m en altimétrie (Tab. 4.3). C'est le MNT de 1988 qui présente les plus faibles imprécisions relatives, avec 2.6 m en moyenne. Il a été calculé à partir du couple stéréoscopique ayant la plus faible résolution spatiale et les plus faibles contrastes radiométriques. Inversement, ce sont les images à fort contraste radiométrique et de résolution élevée, telles que les clichés de 1974, 1983 et 1995, qui permettent de générer les MNT les plus précis (Tab. 4.3). Ces observations montrent que la qualité finale de la restitution est fortement dépendante de la qualité radiométrique des images brutes.

Les MNT et les images ortho-rectifiées sont projetés dans le système métrique de projection conique Lambert II étendu. Leur précision absolue, qui s'échelonne entre 8.0 m et 16.4 m (Tab. 4.3), est imputable aux imprécisions des points de contrôle absolus, utilisés pour le calcul des MNT. En effet, les points d'appuis GPS n'ayant pas subi de traitement différentiel, leur précision est de l'ordre de 10 m. C'est le MNT de 1999 qui présente la meilleure précision absolue avec 8 m.

Le suivi temporel du glissement de la Clapière nécessite de réorienter les supports dans un même repère, afin de s'affranchir des effets liés à l'imprécision absolue de chaque MNT (section 2.2 du chapitre 2). L'image de référence choisie est celle de 1999, puisqu'elle possède la meilleure précision absolue. La précision finale de cette réorientation est de l'ordre de 2 m.

Le géoréférencement des clichés permet d'extraire exactement la même surface de chaque MNT et de chaque orthoimage. Les MNT ayant tous été interpolés avec le même pas d'échantillonnage, aucun rééchantillonnage n'est nécessaire. Les extraits couvrent une surface de 1806\*1852 m<sup>2</sup> entre les coordonnées (966794.00E, 1926591.00N) et (968599.00E, 1928442.00N) (Fig. 4.4). Ces extraits représentent 3.3 millions de pixels environ. Les produits dérivés des MNT et

des images orthorectifiées sont calculés sur la zone du glissement matérialisée sur la figure 4.4 par le trait rose. Cette surface s'étend sur 900 ha environ.

Tableau 4.3 : Caractéristiques des MNT et des images orthorectifiées sur le glissement de la Clapière.

	1974	1983	1988	1991	1995	1999
<b>Pas d'échantillonnage (m)</b>	1	1	1	1	1	1
<b>Résolution réelle (nombre de points par m<sup>2</sup>)</b>	0.6	0.5	0.2	0.3	0.4	0.5
<b>Taille des MNT en m</b>	2416*2559	2186*2162	1781*2106	2715*3491	3183*3312	2661*2684
<b>en pixels</b>	6 182 544	4 726 132	3 750 786	9 478 065	10 542 096	7 142 124
<b>Précision relative moyenne (m)</b>						
<b>planimétrique</b>	0.7	0.4	1.5	0.9	0.6	1.1
<b>altimétrique</b>	1.4	1.1	2.1	1.7	1.3	1.8
<b>totale</b>	<b>1.6</b>	<b>1.2</b>	<b>2.6</b>	<b>1.9</b>	<b>1.4</b>	<b>2.1</b>
<b>Précision absolue (m)</b>						
<b>planimétrique</b>	6.9	7.7	10.9	9.8	7.0	7.2
<b>altimétrique</b>	6.9	2.7	12.3	6.2	5.6	3.6
<b>totale</b>	<b>9.7</b>	<b>8.2</b>	<b>16.4</b>	<b>11.6</b>	<b>9.0</b>	<b>8.0</b>
<b>Précision réorientation (m)</b>						
<b>planimétrique</b>	1.6	1.8	2.0	1.8	1.1	-
<b>altimétrique</b>	2.1	1.4	1.7	2.1	1.7	-
<b>totale</b>	<b>2.6</b>	<b>2.3</b>	<b>2.6</b>	<b>2.8</b>	<b>2.0</b>	-

### 2.1.2. Les produits dérivés des MNT et des images orthorectifiées

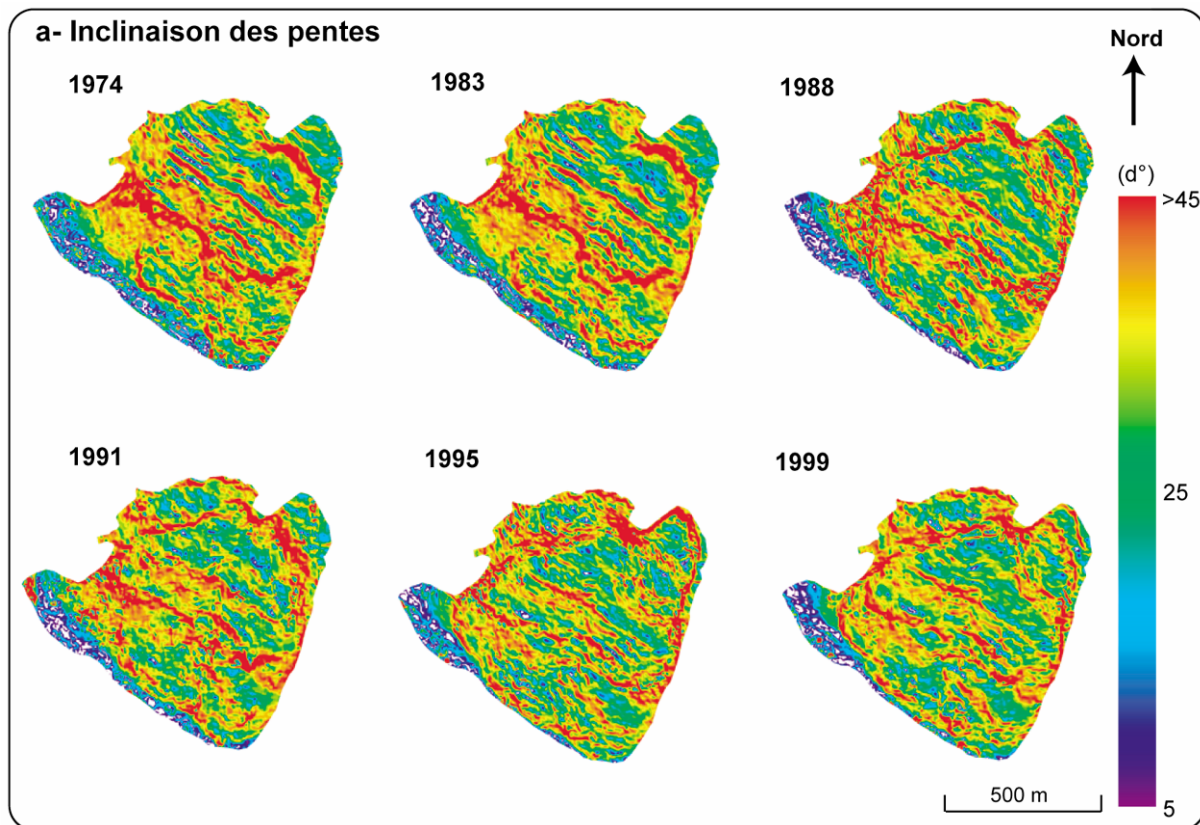
Les MNT et orthoimages calculés permettent d'étudier l'évolution du glissement sur 5 intervalles de temps entre 1974 et 1999. Les pentes, les variations verticales de la topographie et les champs de déplacement sont successivement extraits de ces supports.

#### **Pente locales** (cf. section 3 du chapitre 2)

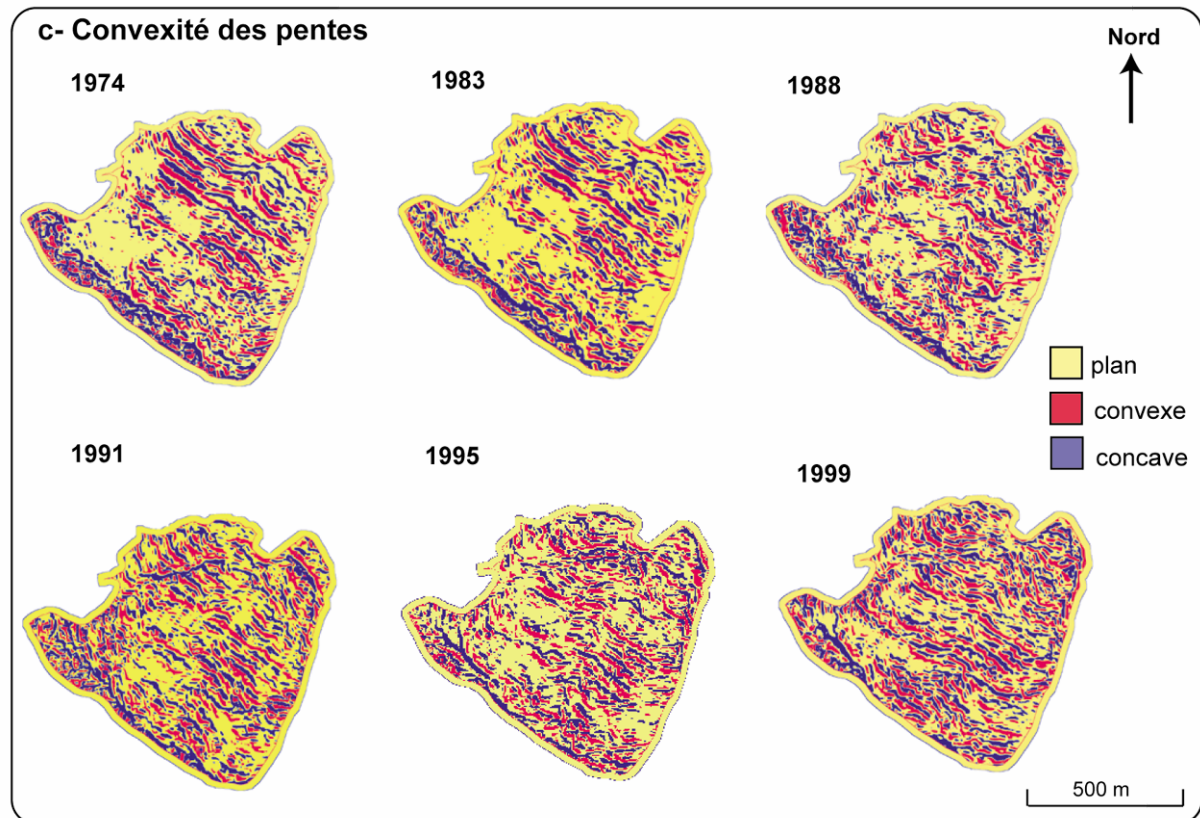
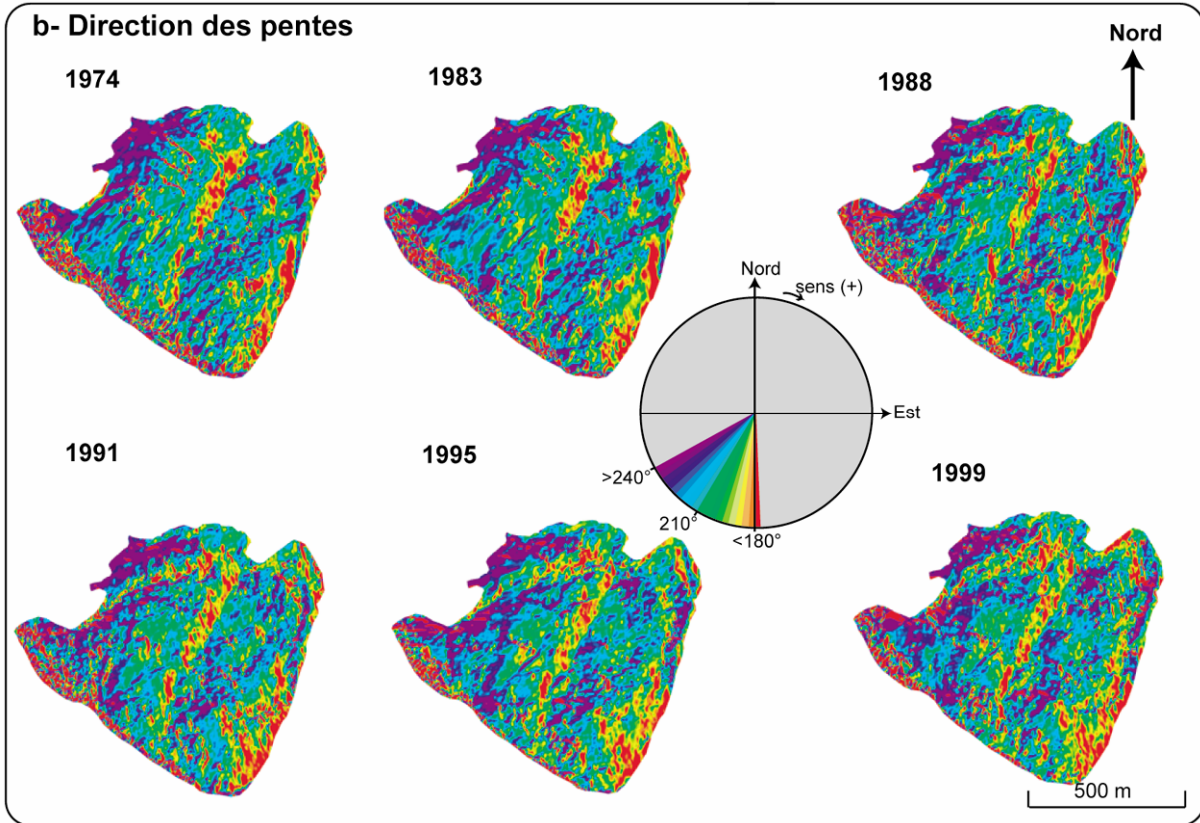
L'inclinaison, la direction et la convexité des pentes sont calculées à partir des MNT, sur la zone du glissement, avec un pas de 1 pixel. Les inclinaisons et les directions des pentes sont moyennées sur une fenêtre 10\*10 pixels, soit 100 m<sup>2</sup>. L'inclinaison est toujours comprise entre 0 et 90° par rapport à l'horizontale. La direction est mesurée par rapport au Nord. Elle est positive dans le sens horaire (Fig. 4.6a-b). La convexité des pentes est calculée sur une fenêtre de 25\*25 pixels, soit une surface de 625 m<sup>2</sup>. Une valeur seuil de 0.7 permet de souligner les structures fortement concaves et fortement convexes du versant de la Clapière. Les convexités sont alors représentées

sous forme de cartes : les surfaces concaves ayant des valeurs de courbure supérieures à 0.7 sont cartées en bleu ; les surfaces convexes ayant des valeurs inférieures à -0.7 sont cartées en rouge ; les surfaces quasi planes ont des valeurs comprises entre -0.7 et 0.7 et sont cartées en jaune (Fig. 4 .6c).

Figure 4.6 (ci-après) : Caractérisation des pentes sur le glissement de la Clapière. (a) Inclinaison, (b) direction et (c) convexité des pentes.







### **Variations verticales de la topographie** (cf. section 4 du chapitre 2)

Les MNT différentiels s'obtiennent par soustraction des MNT deux à deux. Les données brutes, présentées en Annexe 6, sont ensuite filtrées statistiquement. Seuls les points compris entre  $\mu-4\sigma$  et  $\mu+4\sigma$  sont conservés, avec  $\mu$  la moyenne du MNT différentiel sur la zone du glissement et  $\sigma$  son écart type. Ce tri statistique élimine environ 1% des points (Tab. 4.4).

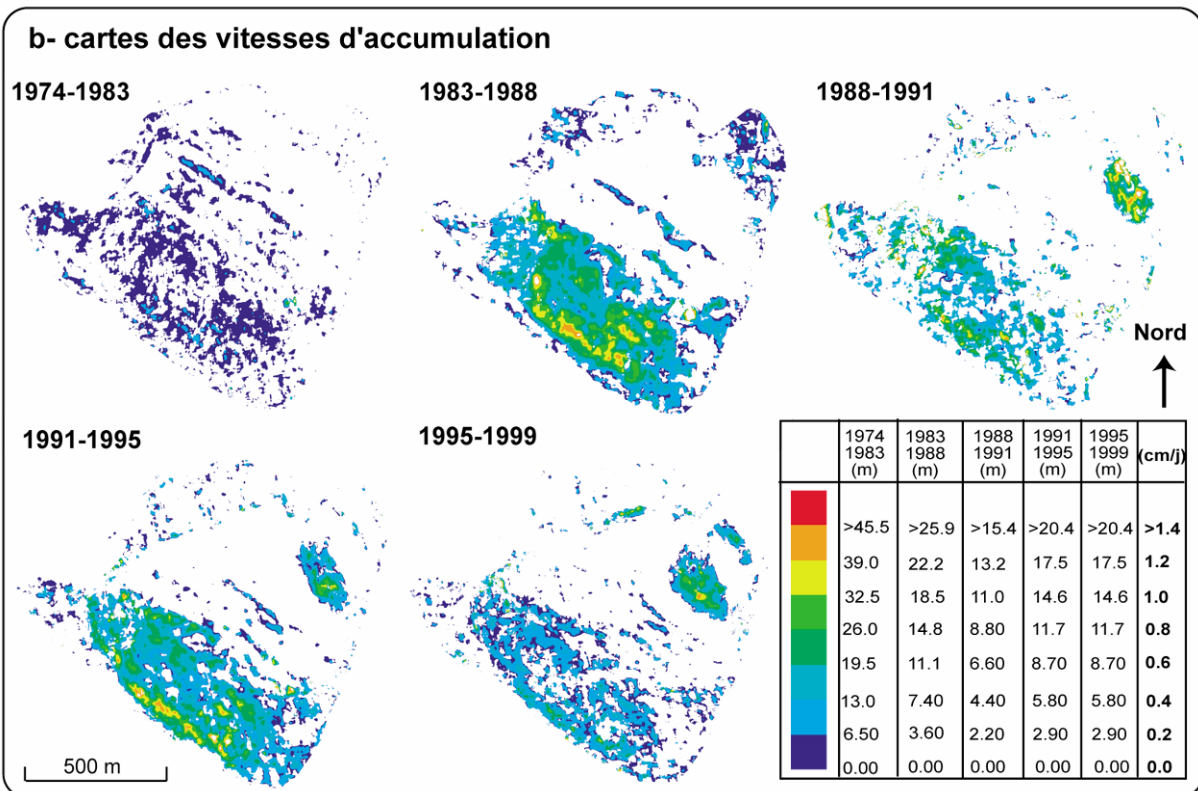
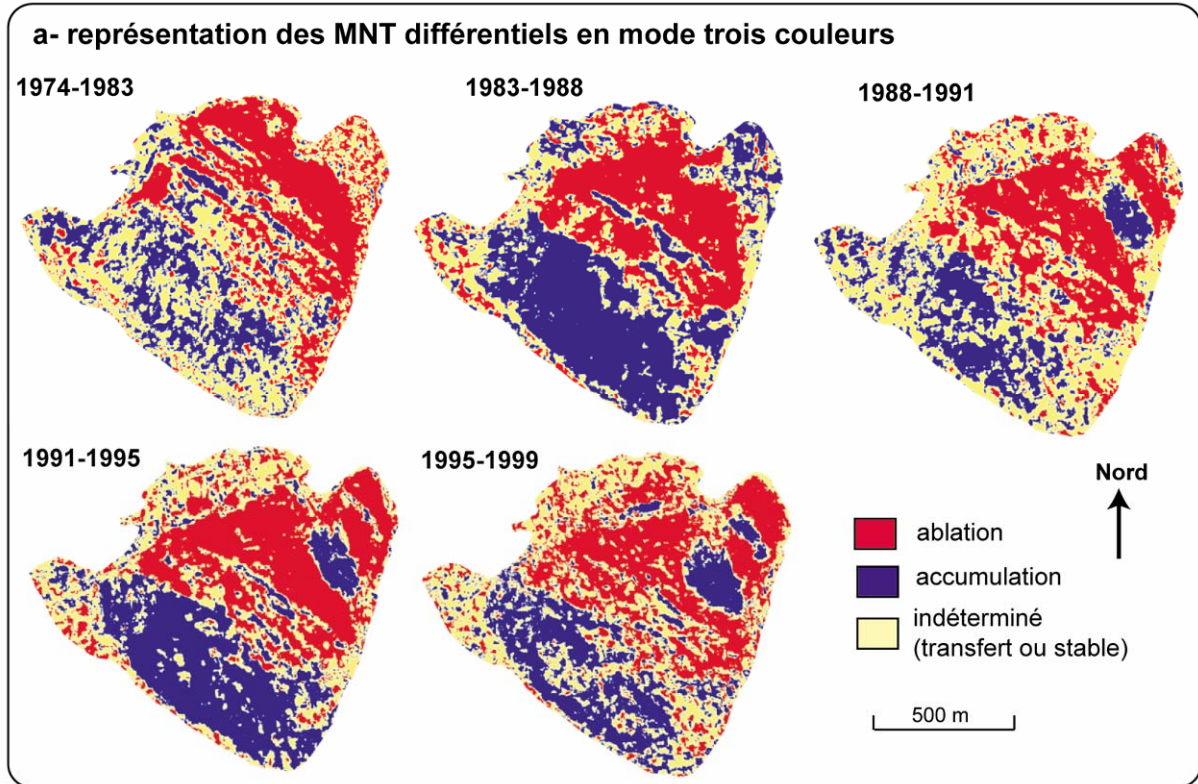
Le seuil **S**, défini comme la somme des précisions relatives verticales de chaque MNT, est calculé en chaque point des MNT différentiels. Les valeurs moyennes de ce seuil **S** s'échelonnent entre 2.19 et 3.96 m (Tab. 4.4). Cette valeur est utilisée pour cartier en bleu les variations verticales de la topographie positives et supérieures à **S**, et en rouge les variations négatives et inférieures à **-S** (Fig. 4.7a). Les valeurs des MNT différentiels comprises entre **-S** et **S** sont cartées en jaune. Les variations verticales de la topographie s'expliquent par deux types de processus: les plus superficiels se traduisent par des départs ou des apports de matières, les plus profonds provoquent des affaissements ou des gonflements de la surface topographique. Quel que soit le processus qui intervient, les variations verticales positives de la topographie sont qualifiées d'accumulation et cartées en bleu, et les variations verticales négatives sont qualifiées d'ablation et cartées en rouge. Les surfaces affectées par de faibles variations verticales de la topographie sont cartées en jaune. Si elles n'enregistrent pas de déplacement, elles correspondent à des surfaces stables. Si elles enregistrent des déplacements, ce sont des zones dites en transfert. La matière est alors soit déplacée par des processus superficiels, sans départ ni apport de matériel, soit affectée par des processus profonds, qui n'entraînent ni affaissement, ni gonflement de la surface topographique.

Tableau 4.4 : Caractéristiques des MNT différentiels.

	1974-1983	1983-1988	1988-1991	1991-1995	1995-1999
<b>% points éliminés au tri statistique (<math>\mu\pm 4\sigma</math>)</b>	0.37	0.39	1.11	1.13	0.05
<b>Seuil S moyen (m)</b>	2.39	2.74	3.96	3.21	2.19
<b>Bilans de volume</b>					
<b>Limites de la zone d'indépendance</b>	23 - 623	423 - 543	485 - 585	520 - 670	417 - 667
<b>Précision par point (m)</b>	0.37	0.63	0.75	-0.94	-1.55
<b>Correction du bilan de volume (m<sup>3</sup>)</b>	334 422	569 619	678 637	-853 066	-1 405 423

Les MNT différentiels sont également représentés sous forme de cartes de vitesses de variations verticales de la topographie. Toutes les valeurs positives et supérieures à **S** composent la carte des vitesses d'accumulation, tandis que toutes les valeurs négatives et inférieures à **-S** composent la carte des vitesses d'ablation (Fig. 4.7b-c). Les valeurs positives sont étalonnées

entre 0 et 1.6 cm/j et les valeurs négatives entre -1.6 cm/j et 0 sur tous les intervalles de temps. Ces vitesses sont ensuite organisées en classes de couleur de 0.2 cm/j d'amplitude.



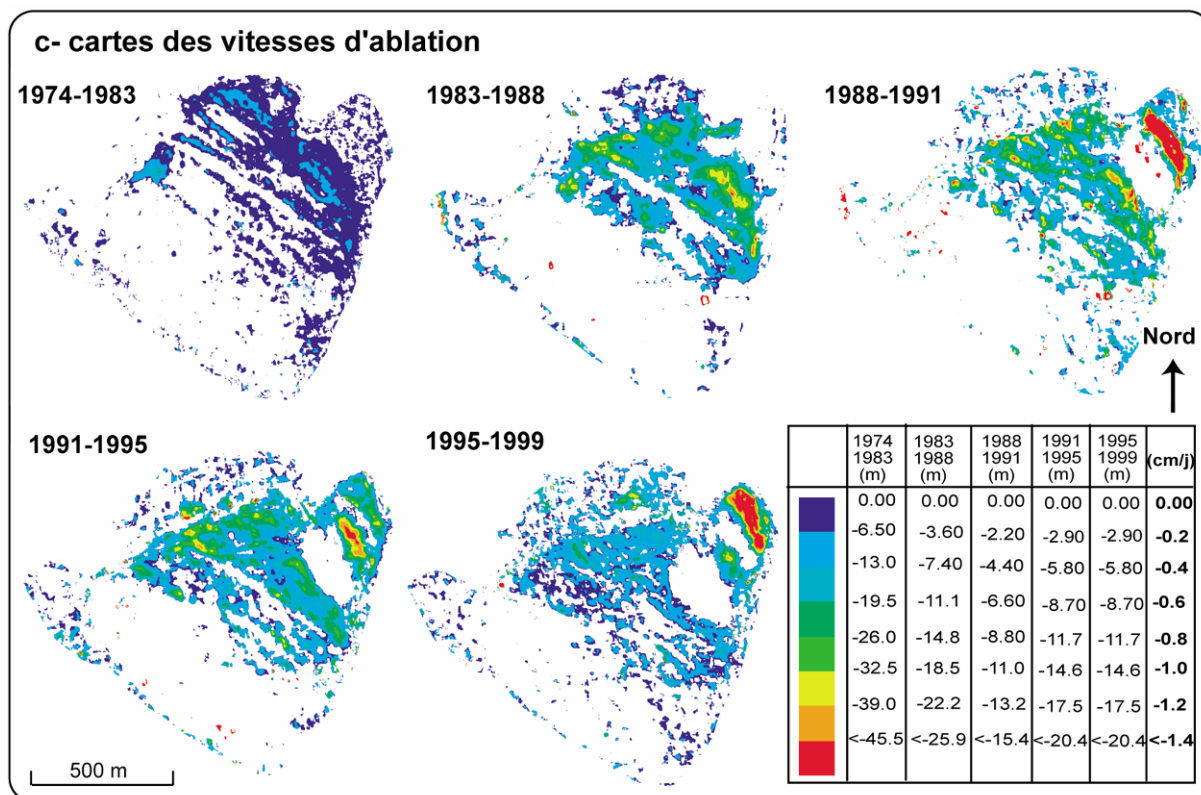


Figure 4.7 (ci-dessus et page précédente)): Représentation des MNT différentiels en (a) mode trois couleurs, (b) en vitesses d'accumulation et (c) en vitesses d'ablation.

Les bilans de volume sont calculés selon la formule (2.12) sur la zone du glissement, à partir des MNT différentiels ayant subi le tri statistique. Les MNT différentiels n'étant pas nuls sur les zones stables, l'erreur moyenne par point est estimée, afin de corriger les bilans de volume. Les graphes de la figure 4.8 représentent les valeurs moyennes des MNT différentiels des zones stables, en fonction de la taille de la fenêtre de calcul. Selon les intervalles de temps, le palier marquant l'indépendance, entre la taille de la fenêtre de calcul et la valeur moyenne des variations verticales de la topographie, est plus ou moins marqué. En effet, si l'indépendance est évidente pour les intervalles 1983-1974 et 1995-1999, elle est plus discutable pour les autres intervalles. Un plateau qui tient compte de plus de 100 mesures est tout de même observable sur tous les graphes. Finalement, les précisions par point des MNT différentiels s'échelonnent entre -1.55 et 0.75 m (Tab. 4.4). La surface du glissement sur laquelle est réalisée le bilan de volume couvre exactement 908 483 m<sup>2</sup>. Les corrections des bilans de volumes sont donc comprises entre -1.4 millions de m<sup>3</sup> et 0.7 millions de m<sup>3</sup> (Tab. 4.4).

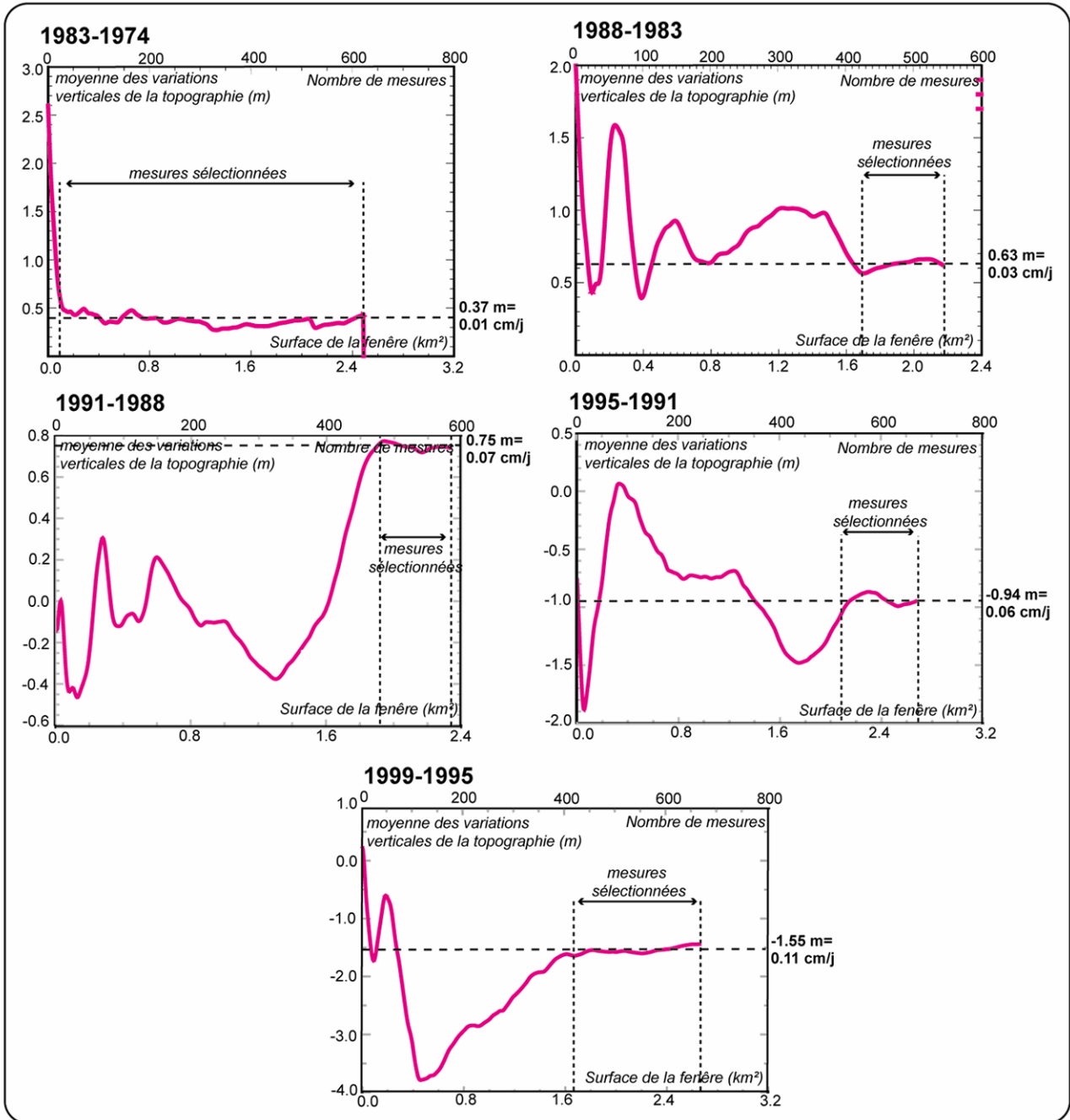


Figure 4.8: Evaluation expérimentale de la précision moyenne par point des MNT différentiels, sur les zones stables.

**Champs de déplacement** (cf. section 5 du chapitre 2)

Trois méthodes de mesures des champs de déplacement ont été successivement utilisées : les deux premières méthodes sont manuelles et utilisent les orthoimages ou les cartes de convexité des pentes. La dernière méthode est automatique et s'appuie sur le principe de corrélation d'images.

Les principales structures morphologiques visibles sur les orthoimages peuvent être cartées grâce à un logiciel de dessin du type Adobe Illustrator (*Powers et al., 1996*). Les orthoimages calculées pour chaque année sont parfaitement superposables, puisqu'elles couvrent la même surface et qu'elles sont projetées dans le même repère. Les cartes réalisées à partir de chaque orthoimage sont donc également superposables et le déplacement moyen des principales structures du glissement peut ainsi être mesuré. Cette méthode, appliquée à 4 orthoimages de la Clapière, a fait l'objet d'une publication dans *Engineering Geology* (*Casson et al., 2003a*). La figure 4.9 présente le calque réalisé à partir des 6 orthoimages disponibles actuellement, sur le glissement de la Clapière.

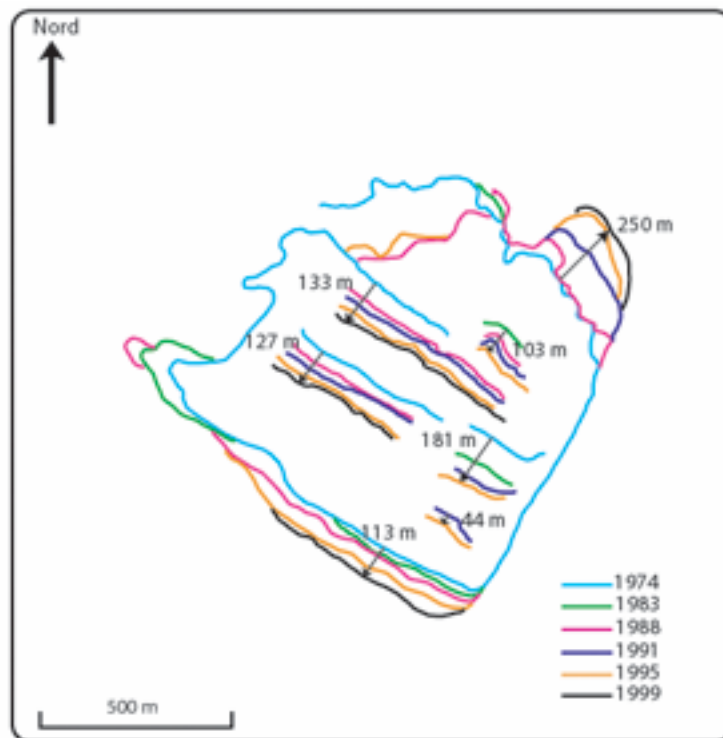


Figure 4.9: Déplacements des principales structures morphologiques du glissement de la Clapière, mesurés sur les orthoimages.

Les cartes de convexité des pentes ont également servi à évaluer les déplacements du glissement de la Clapière, selon le même principe. En effet, les principales structures morphologiques du versant sont caractérisées par une organisation spécifique des valeurs de concavité et de convexité. Cette organisation est stable d'une carte à l'autre, au cours du temps, et permet de quantifier les déplacements moyens des principales structures morphologiques du glissement (Fig. 4.10 - *Casson et al., 2003b*).



Figure 4.10: Déplacement de l'escarpement secondaire N130 du glissement de la Clapière, mesuré sur les cartes de convexité des pentes.

Afin d'augmenter la résolution spatiale des mesures des champs de déplacement, celles-ci sont désormais réalisées par corrélation automatique des images orthorectifiées (Delacourt *et al.*, 2004), selon la méthodologie présentée à la section 5 du chapitre 2. Dans le cas de la Clapière, trois corrélations successives ont été réalisées (Tab. 4.5). A la troisième et dernière étape, la fenêtre de corrélation couvre une surface de  $31 \times 31 \text{ m}^2$ . Le déplacement calculé correspond donc au déplacement moyen enregistré sur une surface de  $961 \text{ m}^2$  (Tab. 4.5). Le pourcentage de points corrélés avec un coefficient de corrélation supérieur à 0.7 n'excède pas 50% (Tab. 4.5). Ce pourcentage atteint 95% dans le cas de corrélations d'images stéréoscopiques (Annexe 3). Les différences radiométriques, liées aux variations d'éclairément ou aux changements de l'état de surface, sont importantes entre deux clichés multi-temporels, tandis que deux clichés stéréoscopiques présentent quasiment les mêmes caractéristiques radiométriques. C'est pourquoi la corrélation des images multi-temporelles est d'une qualité inférieure à celle des images stéréoscopiques. A chaque étape de corrélation, les décalages entre les deux clichés multi-temporels sont calculés tous les 5 pixels. La résolution spatiale des mesures n'excède donc pas 5 m.

Tableau 4.5 : Paramètres de la corrélation multi-temporelle des orthoimages de la Clapière.

	1974-1983	1983-1988	1988-1991	1991-1995	1995-1999
<b>Corrélation 1</b>					
Facteur de sous échantillonnage	1	1	1	1	1
Taille de la fenêtre de corrélation (pixels)	71*71	71*71	71*71	71*71	71*71
Pas de corrélation (pixels)	5	5	5	5	5
Taille de la fenêtre de recherche (pixels)	63*63	63*63	63*63	63*63	63*63
% de points corrélés (flag =1)	49.5	38.0	56.0	28.4	63.2
% des points corrélés avec un coefficient de corrélation > 0.7	16.3	26.1	47.5	15.8	45.2
<b>Corrélation 2</b>					
Facteur de sous échantillonnage	1	1	1	1	1
Taille de la fenêtre de corrélation (pixels)	51*51	51*51	51*51	51*51	51*51
Pas de corrélation (pixels)	5	5	5	5	5
Taille de la fenêtre de recherche (pixels)	33*33	33*33	33*33	33*33	33*33
% de points corrélés (flag =1)	51.4	40.3	56.4	30.2	66.8
% des points corrélés avec un coefficient de corrélation > 0.7	19.8	27.2	48.1	19.5	43.7
<b>Corrélation 1</b>					
Facteur de sous échantillonnage	1	1	1	1	1
Taille de la fenêtre de corrélation (pixels)	31*31	31*31	31*31	31*31	31*31
Pas de corrélation (pixels)	5	5	5	5	5
Taille de la fenêtre de recherche (pixels)	17*17	17*17	17*17	17*17	17*17
% de points corrélés (flag =1)	51.2	41.2	55.6	32.1	67.1
% des points corrélés avec un coefficient de corrélation > 0.7	26.0	32.3	50.3	19.5	45.2

Les décalages en lignes et en colonnes, obtenus grâce cette chaîne de corrélation, sont présentés en Annexe 7. Ils permettent de calculer les directions (Fig. 4.12a et Annexe 7) des vecteurs déplacement et leur amplitude planimétrique (Annexe 7). Les directions sont calculées par rapport à la direction de la ligne de plus grande pente du versant, qui est de l'ordre de N216° sur le glissement de la Clapière (Tab. 4.6). Les altitudes fournies par les MNT permettent de calculer les déplacements altimétriques (Annexe 7). Les déplacements 3D totaux sont alors interprétés en termes d'amplitude et de vitesse (Fig. 4.12b et Annexe 7). Les données brutes sont présentées en Annexe 7. Les points dont les amplitudes de déplacement sont supérieures à  $\mu+6\sigma$



et inférieures à  $\mu-6\sigma$  sont ensuite éliminés (avec  $\mu$  la moyenne des amplitudes des déplacements sur le glissement et  $\sigma$  leur écart type). Ce tri statistique élimine environ 1% des points (Tab 4.6). Les points dont le sens de déplacement est incompatible avec la pente du versant sont également éliminés, ce qui représente au maximum 7% des points (Tab 4.6). Finalement, plus de 90% des points de la surface du glissement sont utilisés pour l'interprétation des cartes de déplacement.

Tableau 4.6 : Caractéristiques des champs de déplacement sur le glissement de la Clapière.

	1974-1983	1983-1988	1988-1991	1991-1995	1995-1999
<b>% points éliminés au tri statistique (<math>\mu\pm 6\sigma</math>)</b>	0.7	0.0	0.2	0.03	0.003
<b>% points éliminés avec le sens de déplacement</b>	6.1	9.3	7.0	4.7	5.1
<b>Intervalle de mesures des précisions des amplitudes</b>	323-623	243-543	335-585	370-570	117-567
<b>Précision des amplitudes</b>					
- en m	4.95	10.38	8.19	13.79	4.93
- en cm/j	0.15	0.57	0.74	0.96	0.34
<b>Direction de la ligne de plus grande pente</b>	N216.6	N216.4	N216.4	N216.4	N216.3

La précision des amplitudes des déplacements 3D est estimée expérimentalement, en représentant les amplitudes moyennes des déplacements sur les zones stables, en fonction de la taille de la fenêtre de calcul (Fig. 4.11). Ces valeurs de précision s'échelonnent entre 0.15 et 0.96 cm/j. Sur chaque intervalle d'étude, les points dont la vitesse de déplacement est inférieure à la valeur de précision obtenue expérimentalement, sont considérés comme stables (Fig. 4.12b).

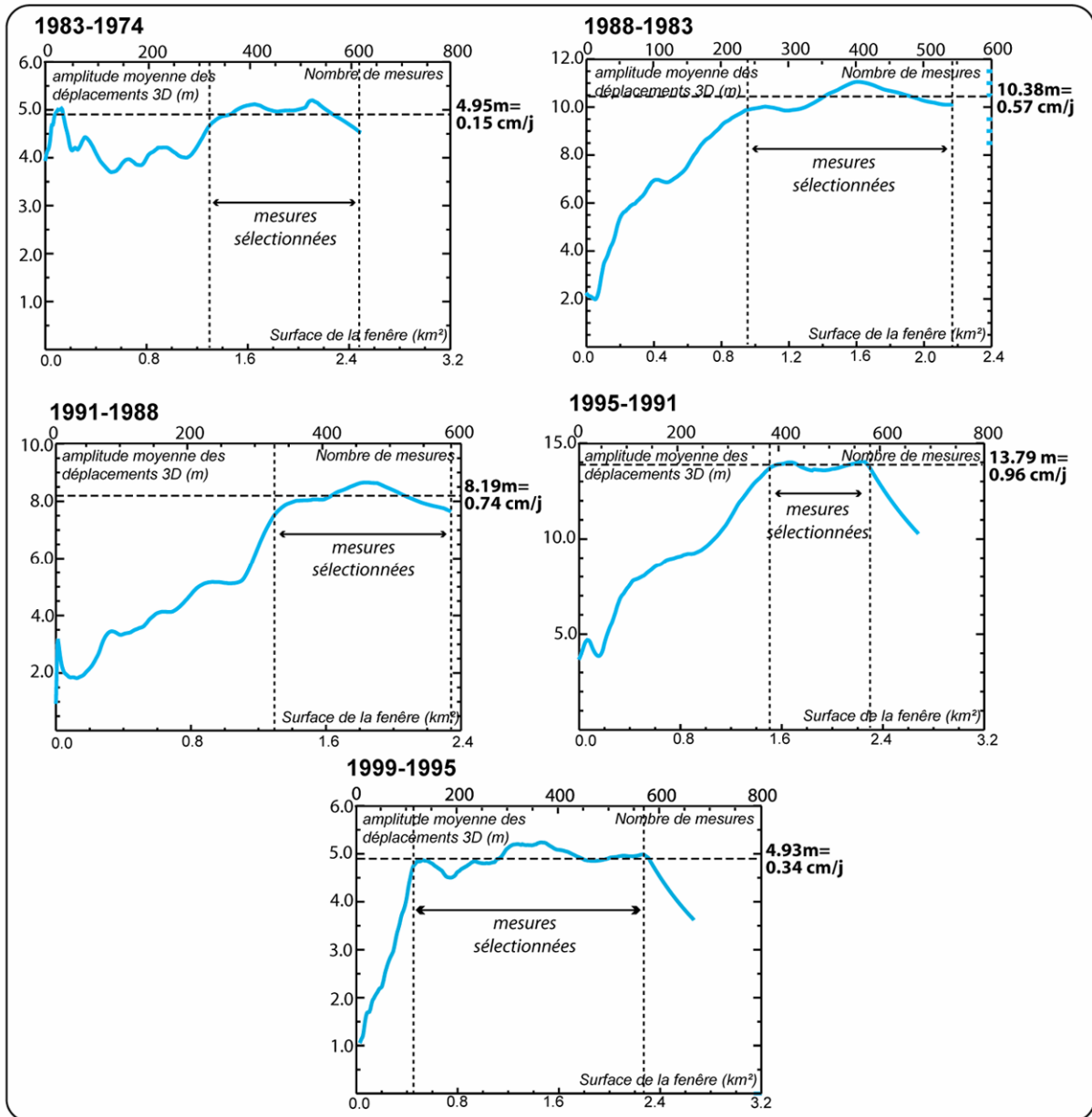


Figure 4.11 : Evaluation expérimentale de la précision moyenne des vitesses et des amplitudes des déplacements.

Les cartes de direction des déplacements sont réétalonnées entre  $-30^\circ$  et  $+30^\circ$  pour tous les intervalles d'étude, avec des classes de couleur de  $10^\circ$  d'amplitude (Fig. 4.12a). Les cartes des vitesses de déplacement sont réétalonnées entre 0 et 3.2 cm/j, avec des classes de couleur de 0.4 cm/j d'amplitude (Fig. 4.12b). Afin d'analyser précisément les variations spatiales des amplitudes des déplacements, des cartes, avec des niveaux de couleurs adaptées à chaque intervalle temporel, sont également utilisées.

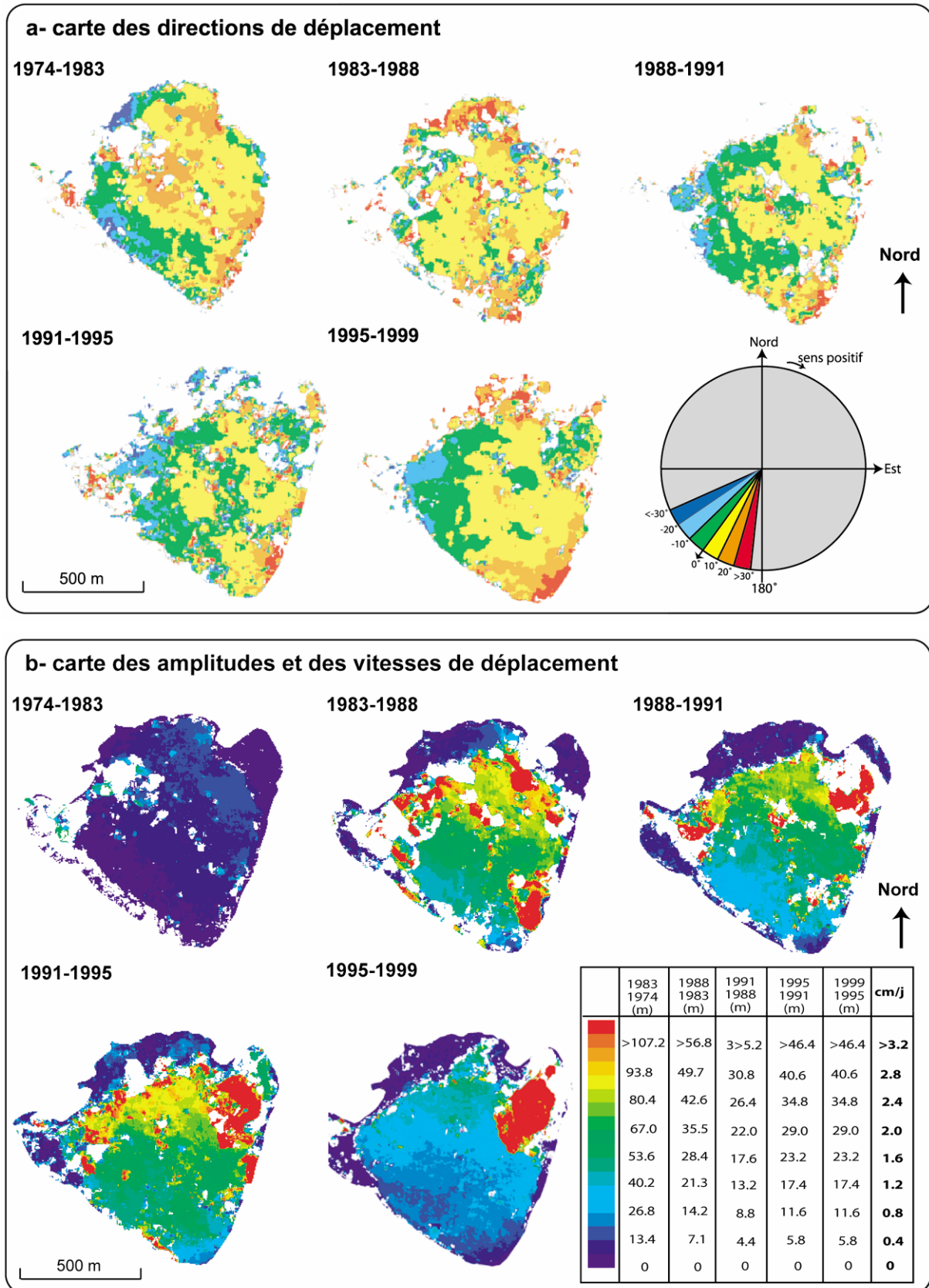


Figure 4.12 : Champs de déplacement du glissement de la Clapière. (a) Directions et (b) amplitudes et vitesses des déplacements.

### **Validation des mesures des champs de déplacement par corrélation automatique**

Le suivi cinématique du glissement de la Clapière, par distancemétrie laser, sur 50 cibles, existe depuis 1982. Ces données cinématiques sont utilisées afin de valider les déplacements calculés par corrélation automatique. Nous disposons actuellement :

- de la position planimétrique de 16 cibles au 1<sup>er</sup> juillet 1995 et au 1<sup>er</sup> Juillet 1999 (*Guglielmi, communication personnelle*),
- des distances cibles-distancemètre selon la ligne de visée des appareils de mesure, pour 12 cibles, entre le 1<sup>er</sup> Novembre 1982 et le 20 juillet 1999 (*Guglielmi, communication personnelle*) et de la position planimétrique de ces 12 cibles au 1<sup>er</sup> Novembre 1982.

Les positions des cibles, entre 1995 et 1999, sont utilisées afin de valider les vitesses et les directions des déplacements, mesurés par corrélation automatique, sur ce même intervalle. L'écart d'un mois environ entre les dates d'acquisition des images, ayant servi à la corrélation, et les dates d'acquisition des positions des cibles, est supposé négligeable par rapport à la durée de l'intervalle d'étude de quatre ans. Les vitesses et les directions des cibles mesurées par distancemétrie et par corrélation sont bien corrélées sur cet intervalle de temps (Fig. 4.13, Tab. 4.7) : l'écart entre les deux types de données est inférieur à 0.1 cm/j pour les vitesses et à 7° pour les angles sur la majorité des cibles. Des écarts supérieurs à ces valeurs sont enregistrés sur les cibles n°10, 28, 33 et 42. L'étude des images orthorectifiées de 1995 et 1999 montre que ces quatre cibles sont localisées sur des zones éboulées, affectées par d'importants changements de l'état de surface entre les deux dates d'acquisition des images aériennes. En conséquence, la corrélation automatique a pu échouer sur ces 4 zones, ce qui expliquerait l'écart constaté entre les observations distancemétriques et les données de la corrélation automatique.

Tableau 4.7 : Comparaison des directions et des vitesses des déplacements obtenues par entre 1995 et 1999

Cible	Vitesse (cm/j) distancemétrie	Vitesse (cm/j) télé-détection	Différence (cm/j) distancemétrie – télé-détection	Direction (d°) distancemétrie	Direction (d°) télé-détection	Différence (d°) distancemétrie – télé-détection
10	1.22	4.12	<b>-2.894</b>	N235	N186	<b>49.2</b>
16	0.61	0.62	<b>-0.038</b>	N207	N207	<b>-0.5</b>
23	0.63	0.64	<b>0.016</b>	N221	N220	<b>0.4</b>
24	0.55	0.53	<b>0.020</b>	N202	N201	<b>1.4</b>
28	1.13	1.24	<b>-0.105</b>	N213	N256	<b>-43.0</b>
29	0.90	0.91	<b>-0.015</b>	N217	N220	<b>-3.0</b>
31	0.68	0.70	<b>-0.021</b>	N211	N212	<b>-1.0</b>
32	0.63	0.61	<b>0.022</b>	N225	N218	<b>6.7</b>
33	0.71	0.61	<b>0.104</b>	N216	N206	<b>9.5</b>
42	0.76	1.26	<b>-0.497</b>	N216	N172	<b>44.4</b>
44	0.65	0.63	<b>0.028</b>	N214	N211	<b>3.7</b>
46	0.76	0.74	<b>0.022</b>	N220	N217	<b>2.7</b>
51	0.70	0.71	<b>-0.004</b>	N209	N212	<b>-2.7</b>
52	0.64	0.61	<b>0.036</b>	N205	N206	<b>-1.2</b>
54	0.92	0.89	<b>0.030</b>	N239	N235	<b>3.7</b>
57	0.79	0.72	<b>0.069</b>	N206	N205	<b>0.3</b>
<b>Moy.</b>	0.77	0.97	<b>-0.20</b>	N216	N211	<b>4.4</b>

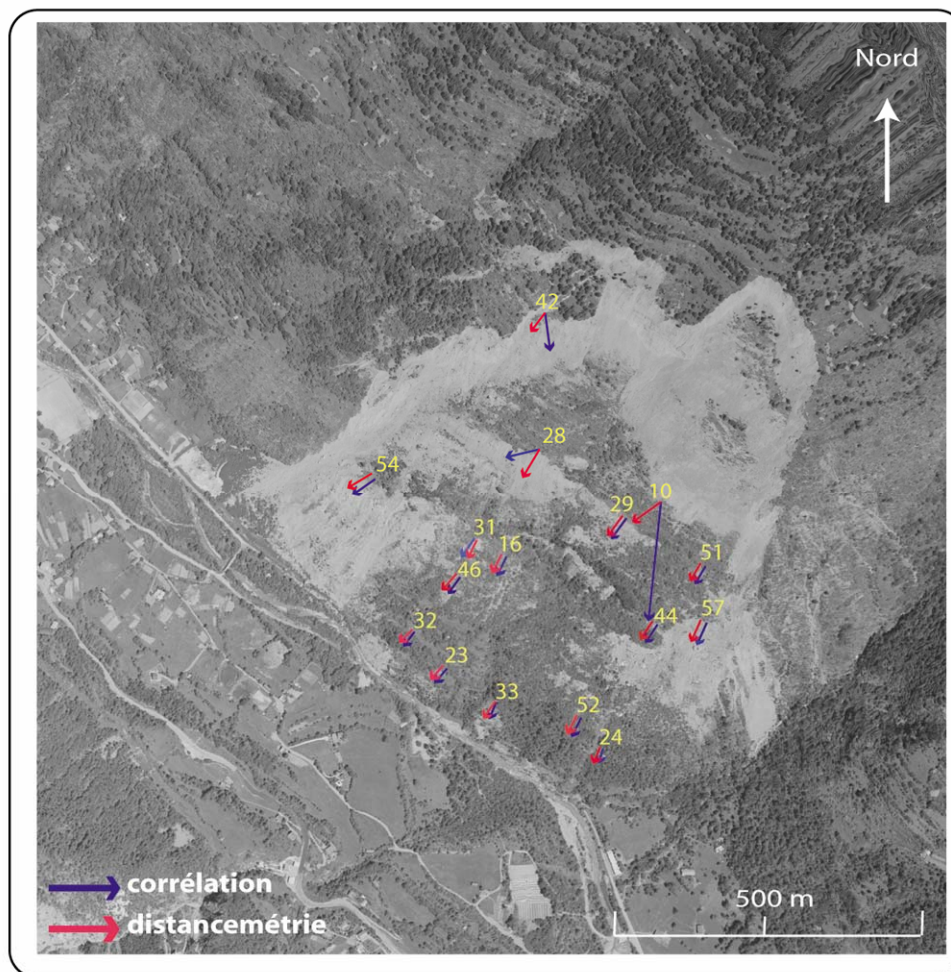


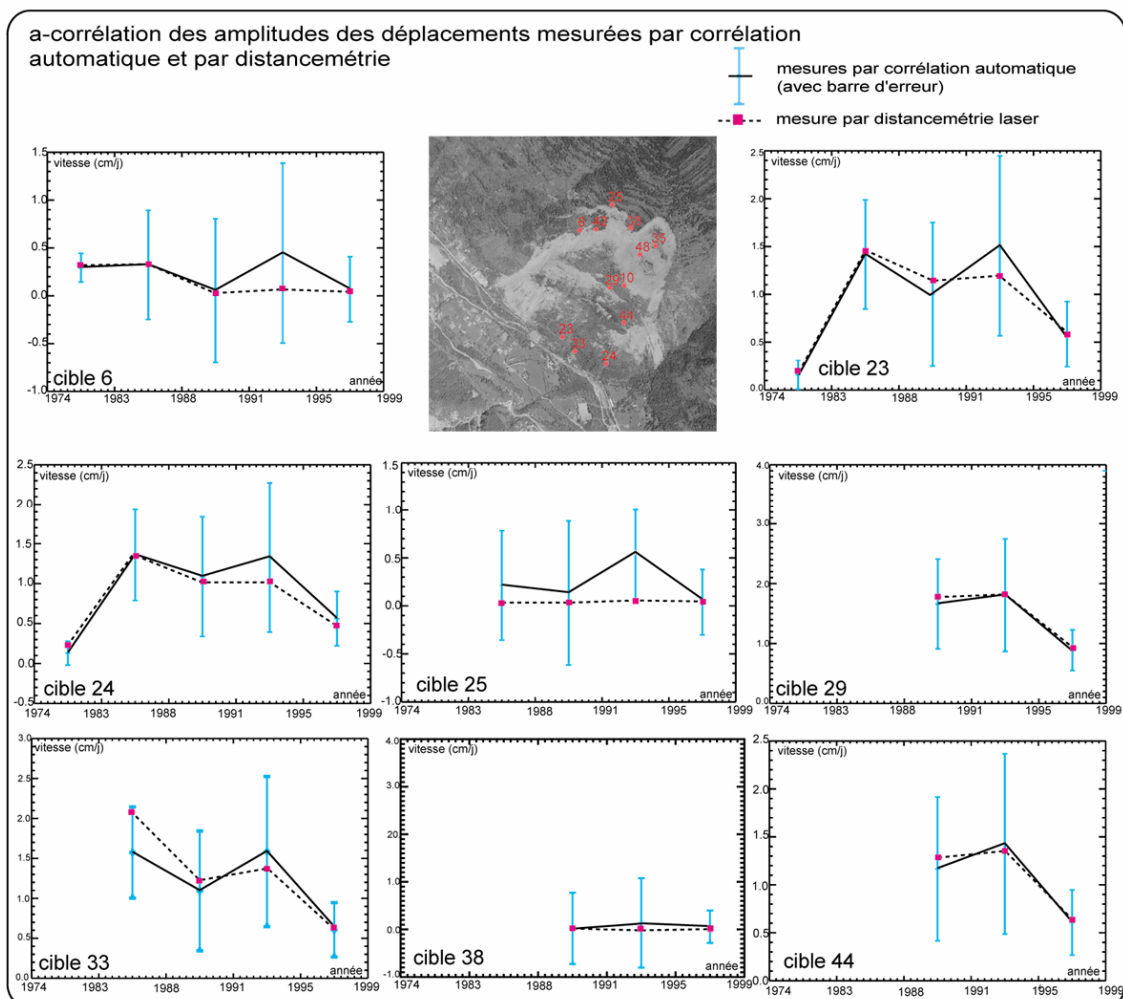
Figure 4.13: Comparaison des directions et des amplitudes des déplacements planimétriques mesurés par distancemétrie laser (en rouge) et par corrélation automatique (en bleu). Le numéro des cibles est figuré en jaune.

Les amplitudes des déplacements calculées par corrélation automatique sont comparées aux distances cibles-distancemètres, pour la période 1982-1999, sous réserve de certaines approximations. Le distancemètre est positionné sur le versant face au glissement, vers 1360 m d'altitude, à une distance d'1 km environ du glissement. L'amplitude des variations des distances cibles-distancemètres, entre deux instants, est donc comparable à l'amplitude des déplacements planimétriques, mesurés sur le glissement par corrélation automatique. Les vitesses moyennes des cibles sont comparées, sur chaque intervalle de temps, aux vitesses moyennes des déplacements planimétriques mesurés par corrélation automatique, sur les points localisés à la position des cibles en 1982. Sur l'intervalle d'étude 1974-1983, les mesures distancemétriques ne sont disponibles qu'à partir du 1<sup>er</sup> novembre 1982. Des écarts peuvent donc apparaître sur cette période en raison de la différence entre les intervalles d'étude. Pour les intervalles 1983-1988 et 1988-1991, des écarts de quelques jours seulement, entre l'intervalle d'acquisition des images et

les mesures distancemétriques, sont observés. Ils sont négligés devant la durée des intervalles d'étude. En revanche, les intervalles d'étude correspondent parfaitement pour les périodes 1991-1995 et 1995-1999.

Les vitesses de déplacements planimétriques, obtenues par distancemétrie, sont corrélées aux vitesses de déplacement mesurées par corrélation automatique, aux précisions de ces vitesses près. Cette corrélation est observée sur tous les intervalles de temps pour 8 des 12 cibles (Fig. 4.14a - Annexe 8). Pour les cibles 10, 35, 42 et 48, une décorrélation apparaît sur au moins un intervalle temporel (Fig. 4.14b - Annexe 8). Ces cibles sont localisées sur des zones éboulées du glissement. Les changements d'état de surface, liés à ces éboulements, peuvent expliquer la différence entre les données distancemétriques et les données calculées par corrélation automatique, pour ces 4 cibles.

La comparaison entre les vitesses moyennes de l'ensemble des cibles et les vitesses moyennes des déplacements calculés par corrélation automatique, montre une bonne concordance des données (Fig. 4.14c). Cette confrontation des données distancemétriques et des données corrélées souligne la validité de la méthodologie de corrélation automatique, pour la mesure des champs de déplacement.



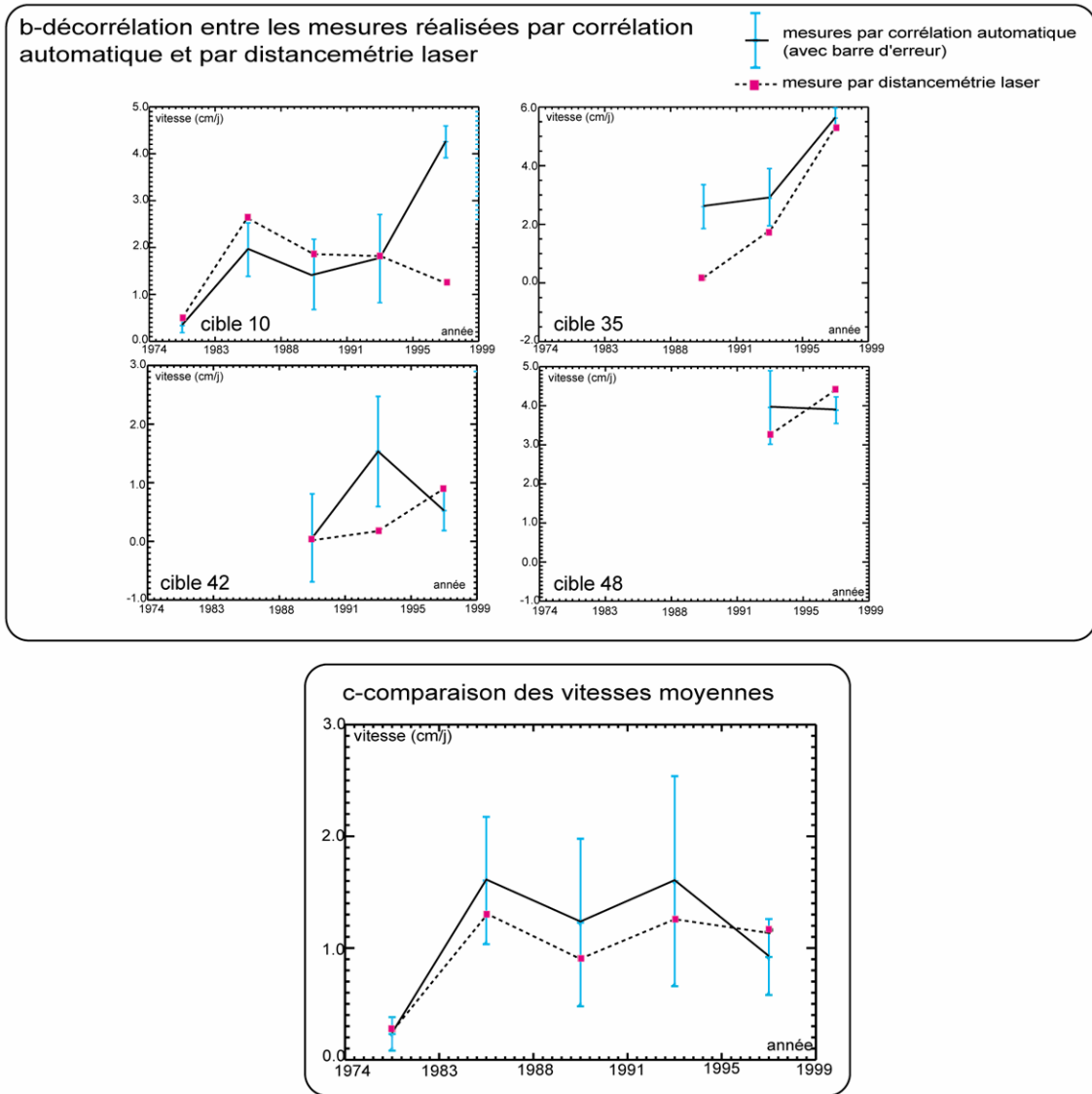


Figure 4.14 (ci-dessus et page précédente): Comparaison des amplitudes planimétrique des déplacements obtenus par distancemétrie laser et par corrélation automatique. Le numéro des cibles est figuré en rouge. (a) Cibles montrant une bonne corrélation, (b) cibles présentant des décorrélation et (c) comparaison des vitesses moyennes.

**Processus profonds et superficiels**

Le glissement de la Clapière est affecté à la fois par des mouvements progressifs et profonds et par des processus d'éboulement superficiels (Follacci, 1987). Il est nécessaire de distinguer ces deux phénomènes lors de l'interprétation des données extraites des MNT. Sur le glissement de la Clapière, les processus superficiels se matérialisent principalement par des éboulements. Ces surfaces sont d'abord identifiées sur les orthoimages (Fig. 4.15). Ces phénomènes superficiels tendent à modifier l'état de surface du glissement au cours du temps. La corrélation n'est donc pas toujours possible sur ces zones. Lorsque des déplacements sont enregistrés, les données sont

soit éliminées lors des phases de tri des cartes d'amplitudes et de direction, soit incohérentes avec les déplacements alentours, associés aux processus profonds (Fig. 4.15). Ces différentes observations sont utilisées afin de déterminer les surfaces affectées par des processus superficiels.

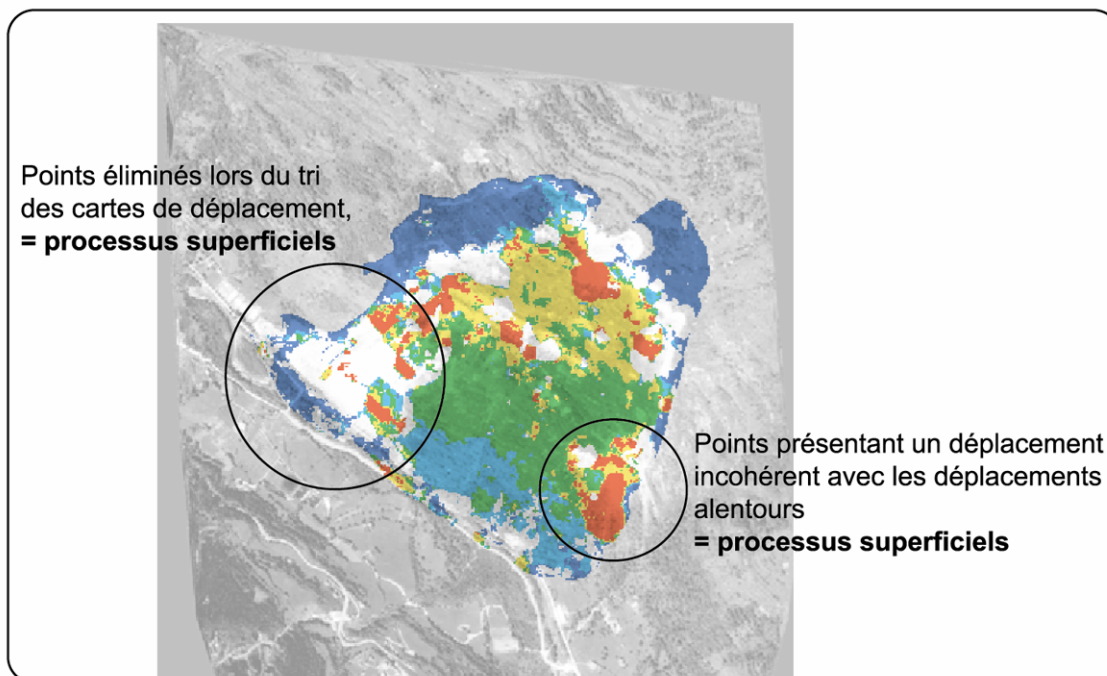


Figure 4.15 : Différenciation des processus profonds et superficiels, exemple de la période 1983-1988.

## 2.2. Evolution spatiale du glissement de la Clapière

L'évolution spatiale morphologique et cinématique du glissement de la Clapière est étudiée à partir des cartes de pentes, des MNT différentiels et des champs de déplacement calculés par corrélation automatique. Cette étude est réalisée sur chacun des cinq intervalles de temps disponibles.

Le glissement est divisé en différentes zones, en fonction d'observations morphologiques et cinématiques. De haut en bas, sont définies (Fig. 4.16):

- la zone supérieure comprise entre l'escarpement principal EP et l'escarpement secondaire orienté N 130 (ES1),
- la zone intermédiaire comprise entre l'escarpement secondaire orienté N 130 (ES1) et la barre d'Iglière (BI),
- la zone inférieure comprise entre la barre d'Iglière (BI) et le front (F) du glissement.



Latéralement, la zone Ouest est séparée de la zone Est par la zone centrale, affectée par des accidents tectoniques N20, qui se développent entre le promontoire central et le front du glissement (Fig. 4.16).

La description s'intéresse également à l'évolution des trois structures morphologiques suivantes (Fig. 4.16):

- l'escarpement secondaire de direction N90 qui se développe en 1987 (ES2),
- le glissement surimposé sommital (GSS),
- le glissement surimposé basal (GSB).

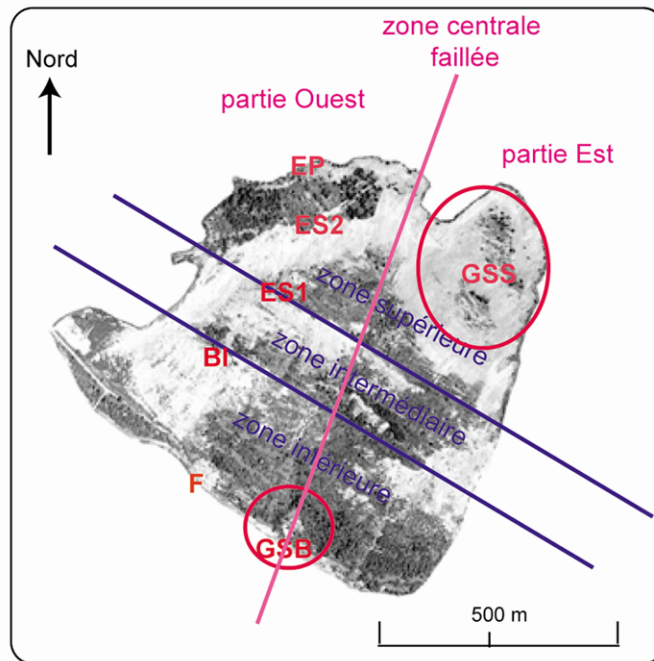


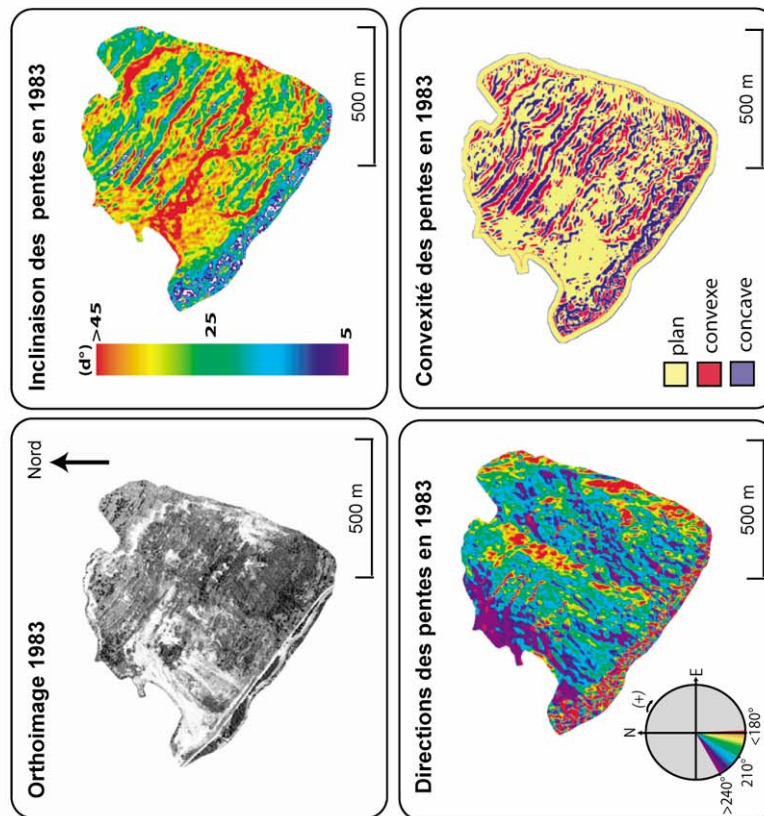
Figure 4.16 : Zonation du glissement de la Clapière

Les résultats de cette étude sont présentés sous forme de fiches. Trois fiches sont réalisées par intervalle de temps : l'une est consacré aux pentes, la suivante aux MNT différentiels et la dernière aux champs de déplacement. Chaque fiche présente d'abord une description générale des données. Puis, les parties supérieures, intermédiaires et inférieures du glissement sont décrites. Une dernière partie est consacrée au comportement des surfaces éboulées. Les points à discuter sont abordés dans la synthèse qui suit l'étude de chaque intervalle temporel.

L'étude des pentes sur un intervalle de temps doit être réalisée à partir des informations enregistrées aux deux bornes de l'intervalle. Cependant, les cartes des pentes de 1974 et 1983 ne présentent pas de différences majeures (Fig. 4.6). Par conséquent, seule la description des pentes en 1983 est présentée pour l'intervalle 1974-1983. Pour les intervalles suivants, seules les évolutions constatées sur la carte correspondant à la borne supérieure de l'intervalle temporel sont décrites.

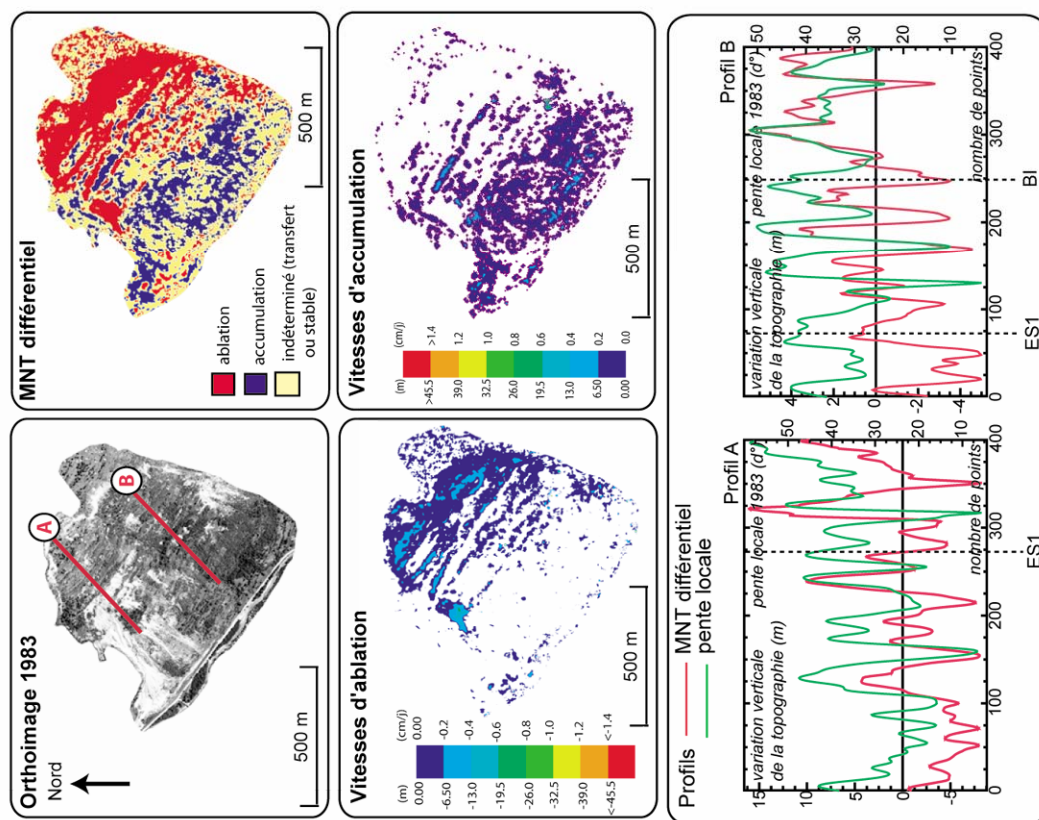
### 2.2.1. Intervalle 1974-1983

Fiche 1a: caractérisation des pentes sur l'intervalle 1974-1983



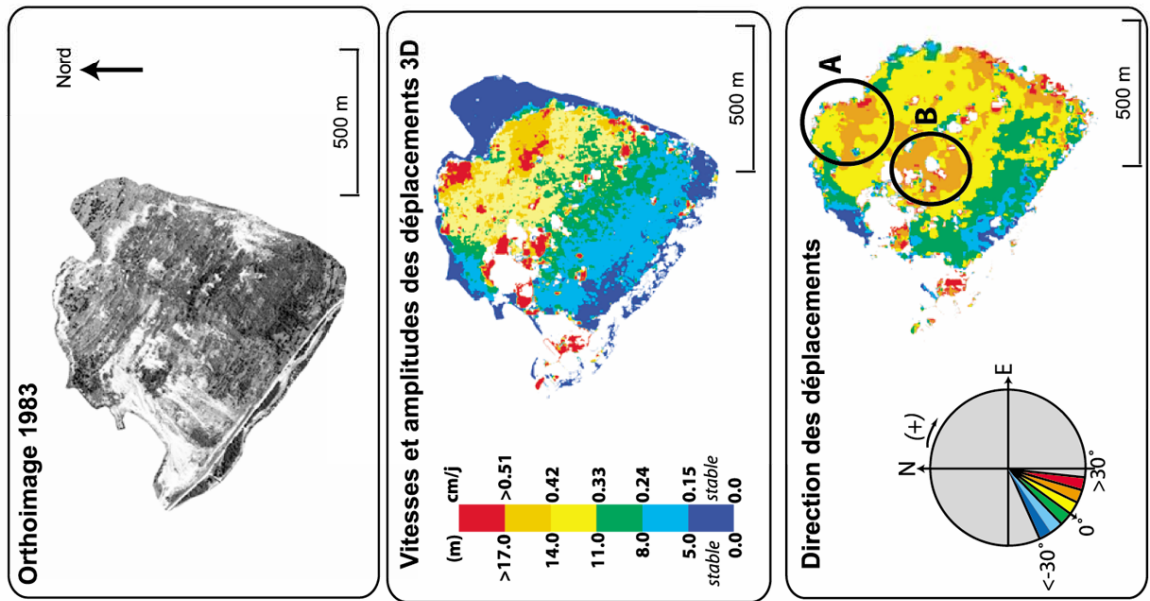
Pentes	
- Description générale	<p>- pente moyenne : 32.5°</p> <p>- direction moyenne des pentes : N210°</p> <p>- structures linéaires N130 :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• de pentes &gt;45°</li> <li>• alternant concavité et convexité</li> </ul> <p>→ mise en évidence des structures morphologiques majeures : EP, ES1, BI, F</p> <p>- extremum des directions des pentes :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• N180 sur le flanc Est et dans la zone centrale faillée</li> <li>• N240 sur le flanc Ouest</li> </ul>
- Zone supérieure de EP à ES1	<p>- organisation géométrique, avec alternance de structures linéaires N130 à l'Ouest (cf. profils- fiche 1b):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• pentes fortes (&gt; 45°)/pentes faibles (&lt;10°)</li> <li>• concaves/convexes</li> </ul> <p>→ structure en gradins du versant à l'Ouest</p>
- Zone intermédiaire de ES1 à BI	<p>- organisation géométrique, avec alternance de structures linéaires N130 à l'Est (cf. profils - fiche 1b):</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• pentes fortes (&gt; 45°)/pentes faibles (&lt;10°)</li> <li>• concaves/convexes</li> </ul> <p>→ structure en gradins du versant à l'Est</p>
- Zone inférieure de BI à F	<p>- Pas d'organisation géométrique</p> <p>- Pentes de la partie Ouest &gt; pente de la partie Est</p>

Fiche 1b: caractérisation des variations verticales de la topographie sur l'intervalle 1974-1983



MNT différentiels	
<b>- Description générale</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- valeur seuil <b>S</b> : 2.39 m</li> <li>- différentiel positif moyen : 3.45 m</li> <li>- différentiel négatif moyen : -3.93 m</li> <li>- différentiel total moyen : -0.46 m</li> </ul>
<b>- Zone supérieure de EP à ES1</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ablation continue de EP à ES1 → <b>épaisseur d'ablation &gt; S sur une majorité de points</b></li> <li>- Ablation maximum : 13 à 19.5 m au sommet des deux lobes supérieurs</li> <li>- Alternance de structures linéaires N130 en accumulation et en ablation à l'Ouest, rappelant la structure en gradins du versant</li> </ul>
<b>- Zone intermédiaire de ES1 à BI</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- surfaces indéterminées → <b>variations d'épaisseur &lt; S en valeur absolue</b></li> <li>- Alternance de structures linéaires N130 en accumulation et en ablation à l'Est, rappelant la structure en gradins du versant</li> </ul>
<b>- Zone inférieure de BI à F</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Accumulation discontinue de BI à F → <b>épaisseur d'accumulation &lt; S sur certains points</b></li> <li>- Accumulation maximum : 6.5 à 13 m au front</li> </ul>
<b>- Surfaces éboulées</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Eboulis Ouest de la zone inférieure: surface indéterminée → <b>variations d'épaisseur &lt; S en valeur absolue</b></li> <li>- Eboulis Ouest de la zone intermédiaire: accumulation de 13 à 20 m</li> </ul>

Fiche 1c: caractérisation des champs de déplacement sur l'intervalle 1974-1983



Champs de déplacement

- Description générale

- Amplitude et vitesse moyenne : 9.6 m soit 0.29 cm/j
- Amplitude planimétrique > amplitude altimétrique
- Surfaces stables : vitesses < 0.15 cm/j
- Diminution des vitesses du haut vers le bas du glissement
- Vitesse maximum > 0.51 cm/j sous EP
- Ecart moyen entre direction déplacements/direction ligne de plus grande pente :  $1.8^\circ$   
 → **vecteurs déplacements dirigés en moyenne selon la ligne de plus grande pente du versant**

- Zone supérieure de EP à ES1

- vitesse > 0.33 cm/j
- symétrie Est/Ouest : vitesse Est = vitesse Ouest à une altitude donnée
- surface **A** : direction des déplacements s'écartant de plus de  $10^\circ$  de la direction de la ligne de plus grande pente.

- Zone intermédiaire de ES1 à BI

- 0.24 cm/j < vitesse < 0.33 cm/j
- symétrie Est/Ouest : vitesse Est = vitesse Ouest à une altitude donnée
- surface **B** : direction des déplacements s'écartant de plus de  $10^\circ$  de la direction de la ligne de plus grande pente.

- Zone inférieure de BI à F

- vitesse < 0.24 cm/j
- asymétrie Est/Ouest: vitesse Est > vitesse Ouest

- Surfaces éboulées

- éboulis Ouest des zones inférieures et intermédiaires : pas de données car changement de l'état de surface
- éboulis Est de la zone inférieure: déplacements cohérents avec les surfaces alentours

### **Synthèse de la période 1974-1983:**

Quatre points sont discutés pour l'intervalle 1974-1983 :

- la corrélation entre la structure en gradins du versant et la distribution des volumes accumulés et soustraits,
- la signification de la continuité/discontinuité des surfaces d'ablation et d'accumulation,
- l'interprétation du comportement des surfaces indéterminées des MNT différentiels,
- le comportement des surfaces **A** et **B**, sur lesquelles les directions de déplacement s'écartent de plus de 10° de la direction de la ligne de plus grande pente du versant.

#### **- structure en gradins du versant**

La structure en gradins du versant est soulignée par l'alternance de surfaces topographiques linéaires faiblement/fortement pentées et concaves/convexes. La distribution du matériel soustrait et accumulé est corrélée avec cette structure en gradins, dans les parties supérieures et intermédiaires du glissement (*cf. profils –fiche 1b*). La distribution du matériel accumulé et soustrait suit donc la structure topographique du versant.

#### **- continuité des surfaces d'ablation et d'accumulation**

La continuité des surfaces d'ablation et d'accumulation est fonction du nombre de points sur lesquels la variation verticale de la topographie est supérieure, en valeur absolue, au seuil **S**. Plus ce nombre est important et plus la surface apparaît continue. Plus ce nombre de points est faible et plus la surface apparaît discontinue. Sur l'intervalle 1974-1983, la surface d'ablation est continue, tandis que la surface d'accumulation est discontinue. L'épaisseur moyenne soustraite par point est donc supérieure à l'épaisseur moyenne accumulée par point. Le bilan de volume, déficitaire de 753 000 m<sup>3</sup> après correction, confirme cette tendance (Tab. 4.8). Le fait que la surface d'accumulation soit plus étendue que la surface d'ablation peut également contribuer à une telle répartition des épaisseurs accumulées.

#### **- surfaces indéterminées des MNT différentiels**

- La surface comprise entre ES1 et BI enregistre des déplacements supérieurs à 0.24 cm/j. Cette valeur est supérieure au seuil de précision des vitesses de 0.15 cm/j sur cet intervalle. La zone intermédiaire n'est donc pas stable. Les surfaces indéterminées qui enregistrent de faibles amplitudes de variations verticales de la topographie sont donc interprétées comme des surfaces en transfert dans cette zone.

- La partie Ouest de la zone inférieure du glissement est cartée comme une surface indéterminée. Sur cet éboulis, les changements de l'état de surface qui interviennent entre 1974 et

1983 empêchent une bonne corrélation des deux orthoimages. En conséquence aucune valeur de déplacement n'a pu être enregistrée. Cependant, si l'état de surface change, des déplacements interviennent probablement sur cette zone. Ils sont cependant liés à des processus superficiels, et non pas aux processus profonds qui affectent l'ensemble du glissement. Par conséquent, les variations verticales de la topographie observées dans cette zone sont, au moins en partie, liés à ces processus superficiels.

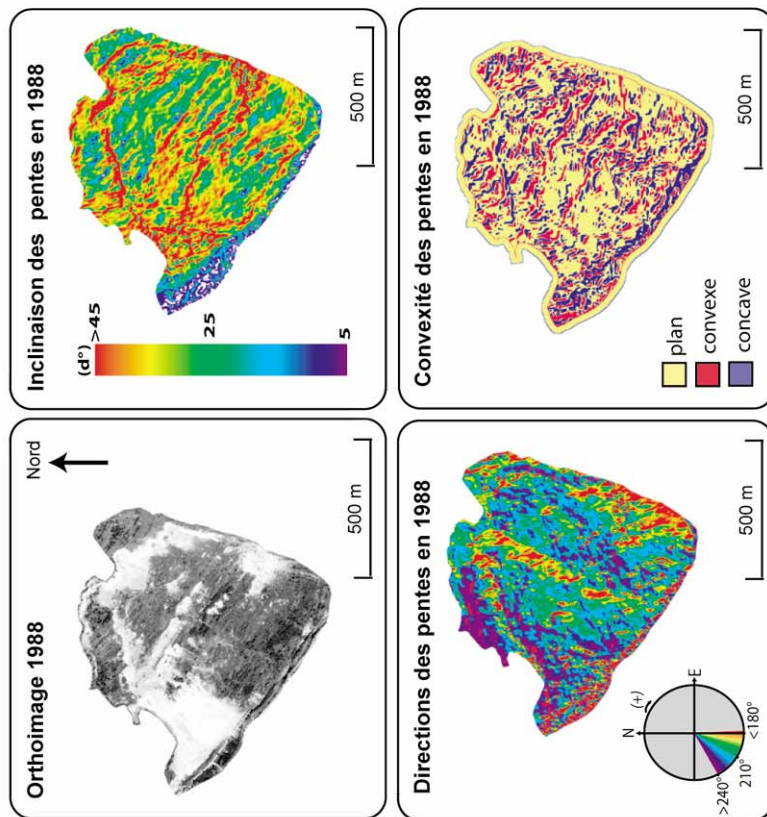
#### **- Interprétation des surfaces A et B**

Les surfaces **A** et **B** présentent des directions de déplacement homogènes, ayant un écart supérieur à  $+10^\circ$  par rapport à la direction de la ligne de plus grande pente du glissement. La surface **A** est caractérisée par des pentes locales dirigées majoritairement vers le Sud. Les déplacements suivent donc la direction des pentes locales sur la zone **A**. La surface **B** est caractérisée par des pentes locales dirigées selon la direction de la ligne de plus grande pente du versant. Les déplacements ne suivent pas cette direction. L'écart constaté est à rattacher à des processus profonds.

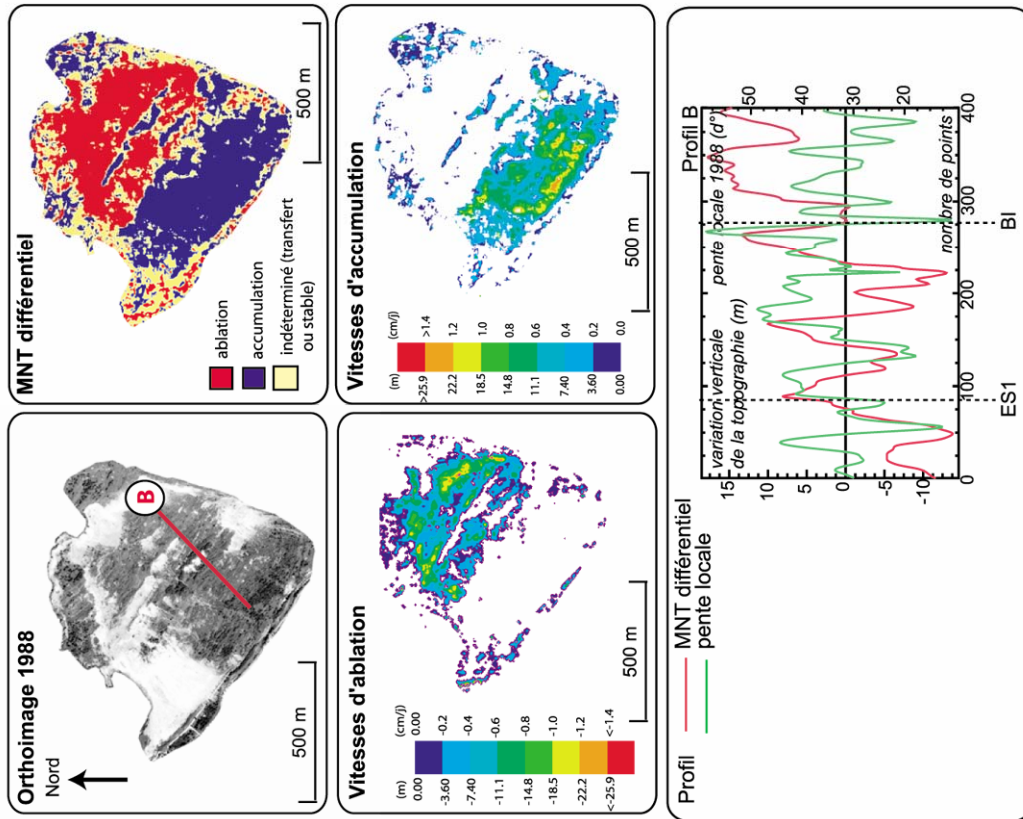
### 2.2.2. Intervalle 1983-1988

Pentes	
<p><b>- Description générale</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>-pente moyenne : 32.6°</li> <li>-direction moyenne des pentes : N209.7°</li> <li>-structures linéaires N130 :                             <ul style="list-style-type: none"> <li>• de pentes &gt;45°</li> <li>• alternant concavité et convexité</li> </ul> </li> <li>➔ <b>mise en évidence des structures morphologiques majeures : EP, ES1, BI, F</b></li> <li>- extremum des directions des pentes :                             <ul style="list-style-type: none"> <li>• N180 sur le flanc Est et dans la zone centrale faillée</li> <li>• N240 sur le flanc Ouest</li> </ul> </li> </ul>	<p><b>- Zone supérieure de EP à ES1</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Nouvelle structure linéaire N90 de pente &gt; 45° et de direction N180°                             <ul style="list-style-type: none"> <li>• alternant concavité et convexité</li> </ul> </li> <li>➔ <b>développement de ES2</b></li> <li>- peu ou pas d'organisation géométrique des pentes</li> <li>➔ <b>pas de structure en gradins du versant</b></li> </ul>
<p><b>- Zone intermédiaire de ES1 à BI</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- organisation géométrique avec alternance de structures linéaires N130 à l'Est (cf. profil- fiche 2b)                             <ul style="list-style-type: none"> <li>• pentes fortes (&gt; 45°)/pentes faibles (&lt;10°)</li> <li>• concaves/ convexes</li> </ul> </li> <li>➔ <b>structure en gradins du versant</b></li> </ul>	<p><b>- Zone inférieure de BI à F</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Pas d'organisation géométrique</li> <li>- Pentes de la partie Ouest &gt; pente de la partie Est</li> </ul>

Fiche 2a: caractérisation des pentes sur l'intervalle 1983-1988



Fiche 2b: caractérisation des variations verticales de la topographie sur l'intervalle 1983-1988



MNT différentiels

- Description générale

- valeur seuil S: 2.74 m
- différentiel positif moyen: 8.58 m
- différentiel négatif moyen : -7.96 m
- différentiel total moyen : 0.95 m

- Zone supérieure de EP à ES1

- Ablation continue de EP à ES1 à l'Est et de ES2 à ES1 à l'Ouest  
→ épaisseur d'ablation > S sur une majorité de points
- Ablation maximum : 18.5 à 22.2 m sous EP et ES2
- Pas d'alternance de structures linéaires N130 en accumulation et en ablation
- Surface indéterminée de EP à ES2

- Zone intermédiaire de ES1 à BI

- surfaces indéterminées  
→ variations d'épaisseur < S en valeur absolue
- Pas d'alternance de structures linéaires N130 en accumulation et en ablation

- Zone inférieure de BI à F

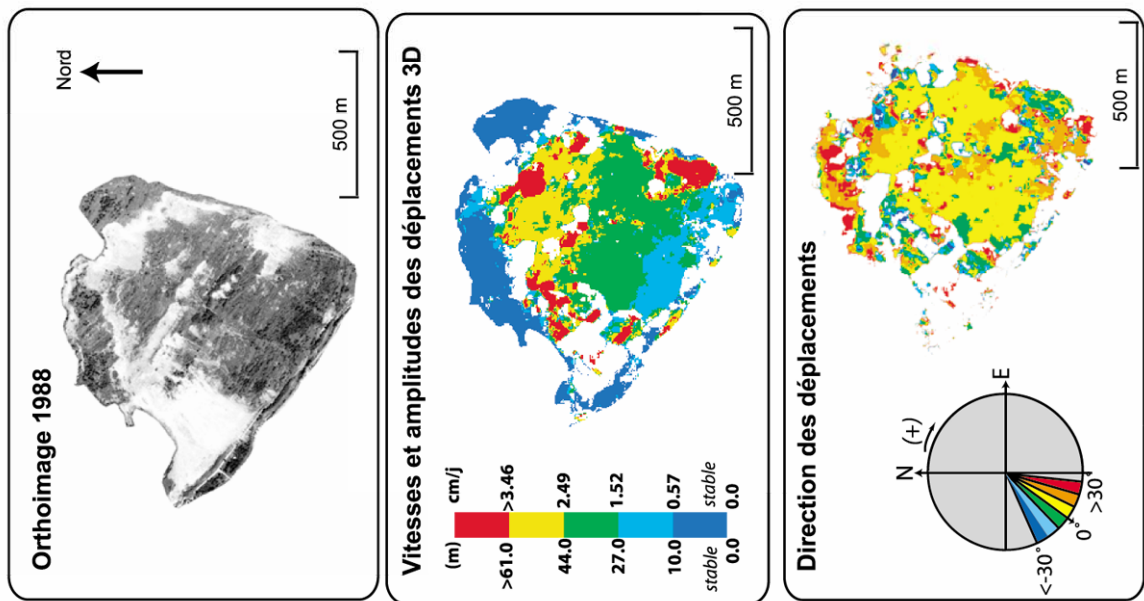
- Accumulation continue de BI à F  
→ épaisseur d'accumulation > S sur une majorité de points
- Accumulation maximum : 25.9 m au front

- Surfaces éboulées

- Eboulis Ouest de la zone inférieure: surface indéterminée  
→ variations d'épaisseur < S en valeur absolue
- Eboulis Est de la zone inférieure: accumulation de 7.4 à 11 m



Fiche 2c: caractérisation des champs de déplacement sur l'intervalle 1983-1988



Champs de déplacement

- Description générale

- Amplitude et vitesse moyenne : 33.9 m soit 1.91 cm/j
- Amplitude planimétrique > amplitude altimétrique
- Surfaces stables : vitesses < 0.57 cm/j
- Diminution des vitesses du haut vers le bas du glissement
- Vitesse maximum > 3.46 cm/j sous le promontoire central
- Ecart moyen entre direction déplacements/direction ligne de plus grande pente : 3.7°  
 ➔ **vecteurs déplacements dirigés en moyenne selon la ligne de plus grande pente, pas d'écart supérieurs à 10°**

- Zone supérieure de EP à ES1

- vitesse > 2.49 cm/j
- symétrie Est/Ouest: vitesse Est = vitesse Ouest à une altitude donnée
- Zone EP à ES2 : vitesses < 0.57 cm/j ➔ **zone stable**

- Zone intermédiaire de ES1 à BI

- 1.52 cm/j < vitesse < 2.49 cm/j
- symétrie Est/Ouest: vitesse Est = vitesse Ouest à une altitude donnée

- Zone inférieure de BI à F

- vitesse < 2.49 cm/j
  - symétrie Est/Ouest: vitesse Est = vitesse Ouest à une altitude donnée
- Surfaces éboulées**
- éboulis Ouest des zones inférieures et intermédiaires: pas de données car changement de l'état de surface
  - éboulis Est de la zone inférieure: vitesses > 3.46 cm/j incohérentes avec les vitesses alentours

### **Synthèse de la période 1983-1988:**

Sur l'intervalle 1983-1988, il est important de discuter :

- la décorrélation entre la structure en gradins du versant et la distribution du matériel soustrait et accumulé,
- le lien entre la continuité de la surface d'accumulation et le bilan de volume,
- l'interprétation des surfaces indéterminées des MNT différentiels,
- le comportement des zones éboulées.

#### **- structure en gradins du versant**

La structure en gradins du versant n'est plus visible dans la partie supérieure Ouest du glissement, ce qui s'explique par la mise en place de l'ES2, qui a provoqué la modification de la structure du versant dans cette zone. Cependant, lorsque la structure en gradins du versant est visible comme dans la partie intermédiaire Est, la distribution du matériel accumulé et soustrait ne suit pas la structure topographique du versant : le matériel se répartit en une zone supérieure en ablation, une zone centrale en transfert et une zone basale en accumulation.

#### **- continuité des surfaces d'ablation et d'accumulation**

Les zones d'ablation et d'accumulation sont continues sur cet intervalle. Les épaisseurs moyennes accumulées sont mêmes supérieures aux épaisseurs moyennes soustraites. Le bilan de volume excédentaire est en accord avec cette observation. L'excédent de matière mesuré s'élève à 290 000 m<sup>3</sup> après correction.

#### **- surfaces indéterminées des MNT différentiels**

- La surface comprise entre l'ES1 et la BI enregistre des déplacements supérieurs au seuil de précision des vitesses de 0.57 cm/j sur cet intervalle. C'est donc le transfert de matière qui domine sur cette surface.

- Le comportement de l'éboulis Ouest de la zone inférieure est identique à l'intervalle 1974-1983 : les phénomènes superficiels dominent. Les faibles variations verticales de la topographie signifient, soit que de faibles épaisseurs de matériel sont impliquées dans ces mouvements, soit que la matière est transférée sur cette surface.

- Dans la partie supérieure Ouest, localisée entre l'ES2 et l'EP, les déplacements sont tous inférieurs au seuil de précision de 0.57 m. La zone est donc considérée comme stable. Elle n'enregistre ni ablation, ni accumulation, ni transfert de matière.

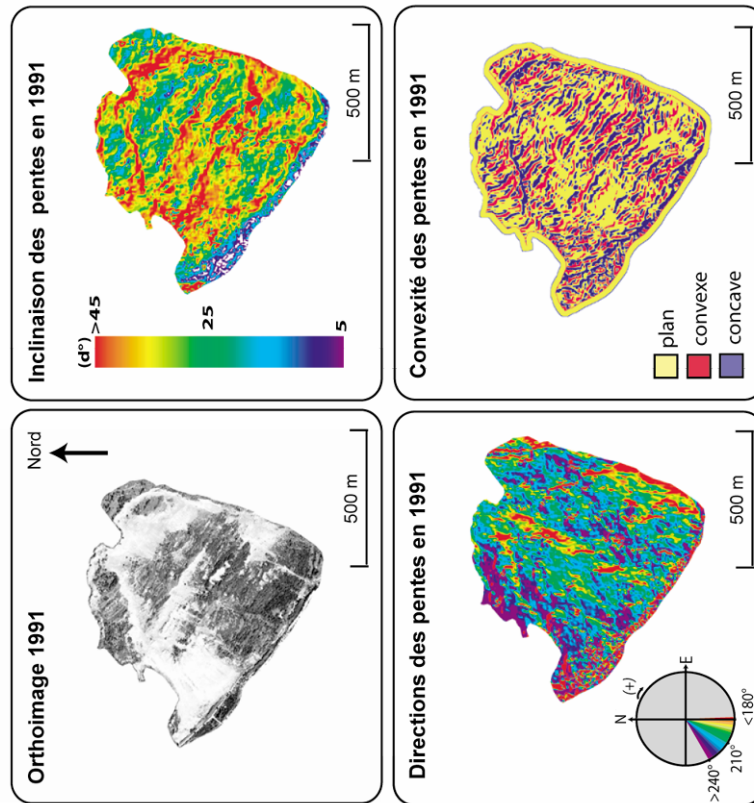
**- surfaces éboulées**

Dans la partie Est de la zone inférieure, la surface éboulée se déplace à plus de 3.46 cm/j et présente une accumulation supérieure à 11 m. Les surfaces environnantes se déplacent à des vitesses inférieures à 2.49 cm/j. Les mouvements sur la zone éboulée sont donc incohérents avec les surfaces alentours. Les processus superficiels semblent donc dominer sur cette zone, et l'accumulation constatée est associée, au moins en partie, à ces processus superficiels.

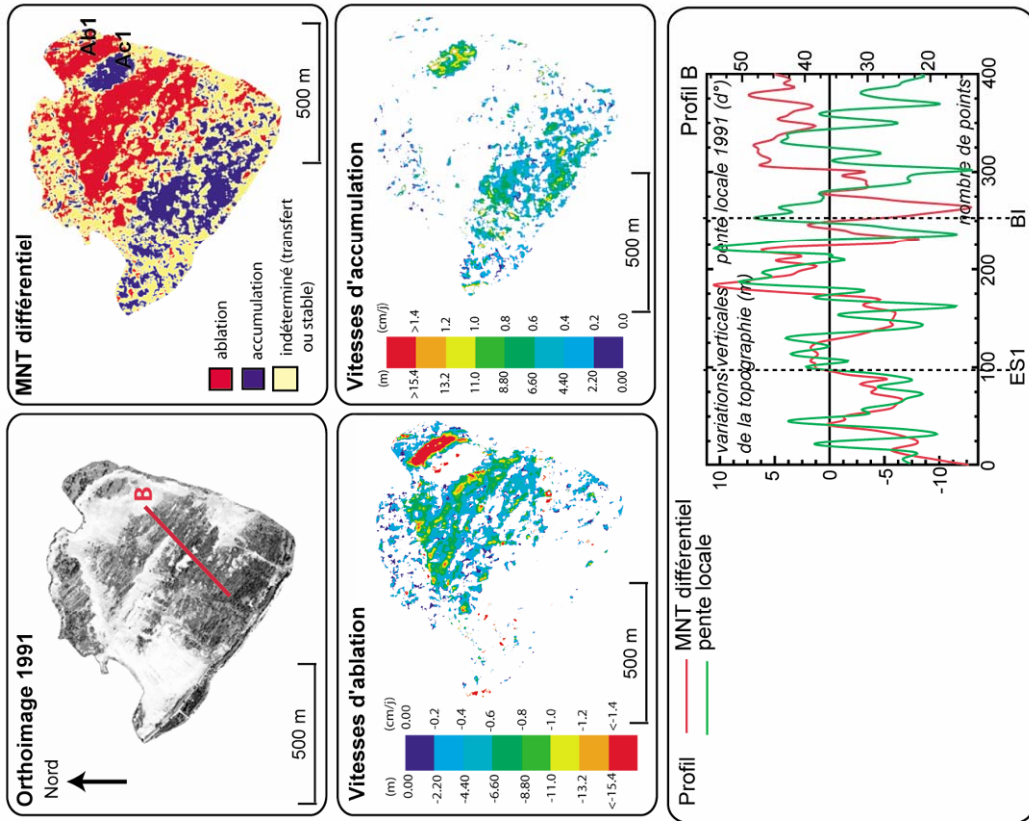
### 2.2.3. intervalle 1988-1991

Pentes	
- Description générale	<p>-pente moyenne : 32.7°</p> <p>-direction moyenne des pentes : N208.9°</p> <p>-structures linéaires N130 et N90:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• de pentes &gt;45°</li> <li>• alternant concavité et convexité</li> </ul> <p>→ mise en évidence des structures morphologiques majeures : EP, ES1, ES2, BI, F</p> <p>- extremum des directions des pentes :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• N180 sur le flanc Est, dans la zone centrale faillée, au niveau de ES2</li> <li>• N240 sur le flanc Ouest</li> </ul>
- Zone supérieure de EP à ES1	<p>- lobe Nord Est : nouvelle structure linéaire en amont de la position de EP de 1988:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Pente &gt; 45° et direction N180°</li> <li>• Concave</li> </ul> <p>→ recul de EP</p> <p>- peu à pas d'organisation géométrique des pentes</p> <p>→ peu à pas de structure en gradins du versant</p>
- Zone intermédiaire de ES1 à BI	<p>- organisation géométrique avec alternance de structures linéaires N130 (cf. profil- fiche 3b)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• pentes fortes (&gt; 45°)/pentes faibles (&lt;10°)</li> <li>• concaves/ convexes</li> </ul> <p>→ structure en gradins du versant</p>
- Zone inférieure de BI à F	<p>- Pas d'organisation géométrique</p> <p>- Pentes de la partie Ouest &gt; pente de la partie Est</p>

Fiche 3a: caractérisation des pentes sur l'intervalle 1988-1991



Fiche 3b: caractérisation des variations verticales de la topographie sur l'intervalle 1988-1991



**MNT différentiels**

**- Description générale**

- valeur seuil S: 3.96 m
- différentiel positif moyen: 5.82 m
- différentiel négatif moyen : -6.38 m
- différentiel total moyen : -0.67 m

**- Zone supérieure de EP à ES1**

- Ablation continue de EP à ES1 à l'Est et de ES2 à ES1 à l'Ouest → **épaisseur d'ablation > S sur une majorité de points**
- Lobe Nord Est: nouvelle surface d'ablation Ab1 associée à une nouvelle surface d'accumulation Ac1.
- Ablation maximum : supérieure à 15.4 m sous EP, dans Ab1
- Surface indéterminée de EP à ES2 → **variations d'épaisseur < S en valeur absolue**

**- Zone intermédiaire de ES1 à BI**

- Surfaces indéterminées → **variations d'épaisseur < S en valeur absolue**

- Alternance de structures linéaires N130 en accumulation et en ablation parfois corrélées à la structure en gradins du versant

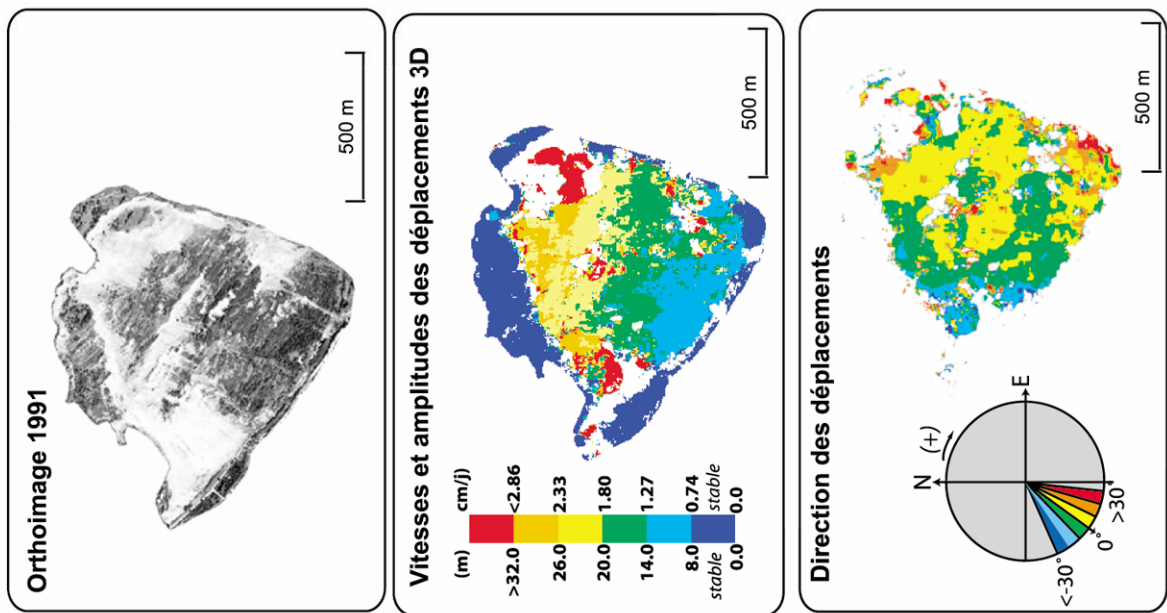
**- Zone inférieure de BI à F**

- Accumulation discontinue de BI à F → **épaisseur d'accumulation < S sur certains points**
- Accumulation maximum : 11 à 13.2 m au front

**- Surfaces éboulées**

- Eboulis Ouest et Est de la zone inférieure: surfaces indéterminées → **variations d'épaisseur < S en valeur absolue**

Fiche 3c: caractérisation des champs de déplacement sur l'intervalle 1988-1991



**Champs de déplacement**

**- Description générale**

- Amplitude et vitesse moyenne : 17.1 m soit 1.55 cm/j
- Amplitude planimétrique > amplitude altimétrique
- Surfaces stables : vitesses < 0.74 cm/j
- Diminution des vitesses du haut vers le bas du glissement
- Vitesse maximum > 2.86 cm/j dans le lobe Nord Est
- Ecart moyen entre direction déplacements/direction ligne de plus grande pente :  $-1.0^\circ$   
 ➔ **vecteurs déplacements dirigés en moyenne selon la ligne de plus grande pente, pas d'écarts supérieurs à  $10^\circ$**

**- Zone supérieure de EP à ES1**

- vitesse > 1.80 cm/j
- symétrie Est/Ouest : vitesse Est = vitesse Ouest à une altitude donnée
- lobe Nord Est : vitesses > 3.86 cm/j incohérentes avec les vitesses alentours
- Zone EP à ES2 : vitesses < 0.74 cm/j ➔ **zone stable**

**- Zone intermédiaire de ES1 à BI**

- 1.27 cm/j < vitesse < 1.80 cm/j
- symétrie Est/Ouest : vitesse Est = vitesse Ouest à une altitude donnée

**- Zone inférieure de BI à F**

- vitesse < 1.27 cm/j
- asymétrie des vitesses : vitesse Ouest > vitesse Est

**- Surfaces éboulées**

- éboulis Ouest et Est des zones inférieures et intermédiaires: pas ou peu de données changement de l'état de surface

### **Synthèse de la période 1988-1991:**

La discussion porte sur 4 points sur l'intervalle 1988-1991 :

- le lien entre la structure en gradins du versant et les MNT différentiels,
- la continuité des surfaces d'ablation et d'accumulation,
- l'interprétation des surfaces indéterminées des MNT différentiels,
- les changements morphologiques et cinématiques qui affectent le lobe Nord Est.

#### **- structure en gradins du versant**

L'alternance entre ablation et accumulation est visible dans la zone intermédiaire. Elle est parfois corrélée à la topographie en gradins de la zone.

#### **- continuité des surfaces d'ablation et d'accumulation**

L'accumulation est discontinue tandis que la l'ablation est continue. La surface d'ablation plus réduite que la surface d'accumulation et le régime déficitaire du glissement peuvent expliquer cette répartition du matériel. Après correction, un déficit de plus d'1 millions de m<sup>3</sup> est en effet enregistré.

#### **- surfaces indéterminées des MNT différentiels**

- la zone intermédiaire se déplace à des vitesses supérieures à 1.27 cm/j. Elle n'est pas stable, ce qui suggère que le matériel est majoritairement transféré sur cette surface, sans ablation ni accumulation.
- la partie supérieure comprise entre EP et ES2 n'enregistre pas de déplacements significatifs. Elle est donc stable, sans variations verticales de la topographie
- aucune donnée de déplacement n'est enregistrée les éboulis de la zone inférieure, étant donné les importants changements de l'état de surface qui interviennent entre 1988 et 1991. Ces surfaces sont donc, soit en transfert, soit affectées par de très faibles variations de volumes, liées aux processus superficiels.

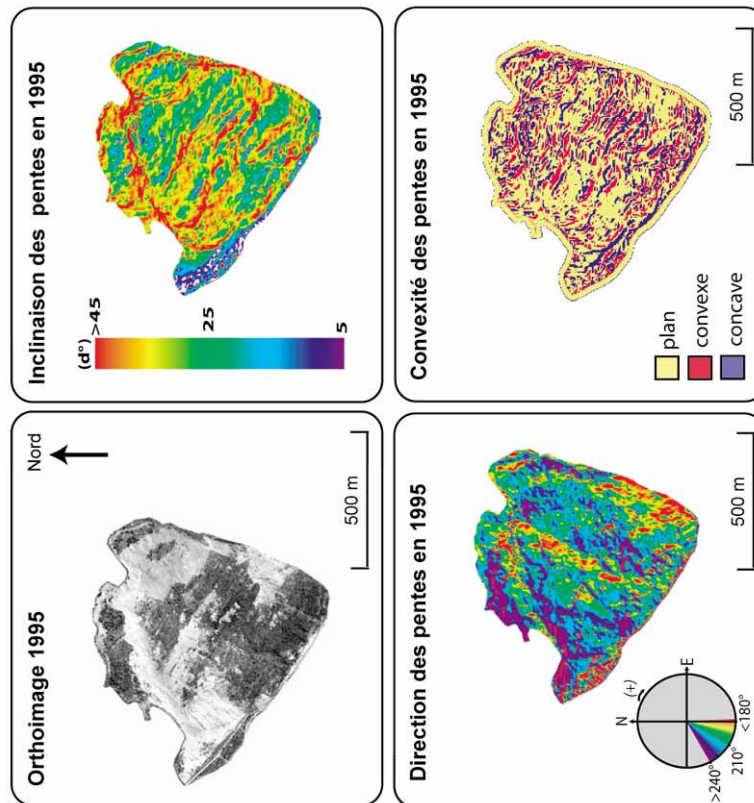
#### **- lobe Nord Est**

Les vitesses enregistrées dans le lobe Nord Est sont incohérentes avec les surfaces environnantes. Cependant ces déplacements ne sont pas enregistrés sur des surfaces uniquement éboulées. Elles peuvent donc être associées à des processus profonds. Le développement conjoint d'une surface d'accumulation et d'ablation suggère le développement d'une structure indépendante du glissement principal, identifiée dans la bibliographie comme le glissement surimposé supérieur (GSS).

### 2.2.4. Intervalle 1991-1995

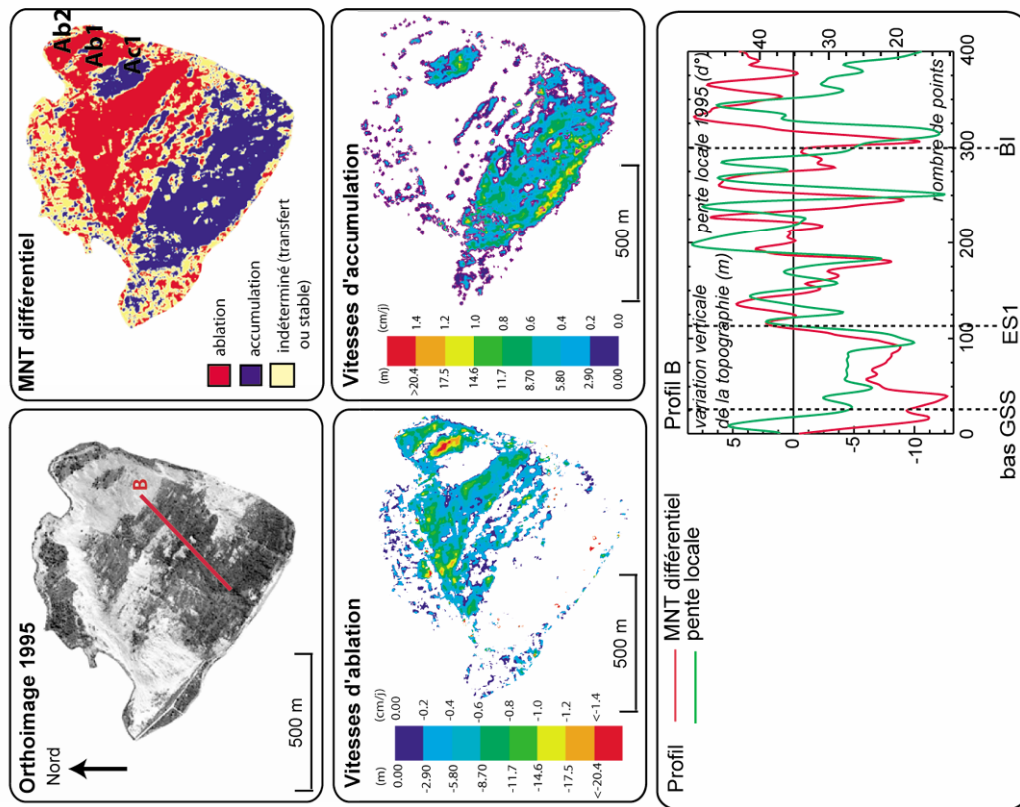
Pentes	
- Description générale	<p>-pente moyenne : 32.4°</p> <p>-direction moyenne des pentes : N209.8°</p> <p>-structures linéaires N130 et N90:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• de pentes &gt;45°</li> <li>• alternant concavité et convexité</li> </ul> <p>→ <b>mise en évidence des structures morphologiques majeures : EP, ES1, ES2, BI, F</b></p> <p>- extremum des directions des pentes :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• N180 sur le flanc Est, dans la zone centrale faillée, au niveau de ES2</li> <li>• N240 sur le flanc Ouest</li> </ul>
- Zone supérieure de EP à ES1	<p>- lobe Nord Est : nouvelle structure linéaire en amont de la position de EP de 1991:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Pente &gt; 45° et direction N180°</li> <li>• Concave</li> </ul> <p>→ <b>recul de EP</b></p> <p>→ <b>3 structures successives pentées à plus de 45°</b></p> <p>- peu à pas d'organisation géométrique des pentes</p>
- Zone intermédiaire de ES1 à BI	<p>- organisation géométrique avec alternance de structures linéaires N130 (cf. profil- fiche 4b)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• pentes fortes (&gt; 45°)/pentes faibles (&lt;10°)</li> <li>• concaves/ convexes</li> </ul> <p>→ <b>structure en gradins du versant</b></p>
- Zone inférieure de BI à F	<p>- Pas d'organisation géométrique</p> <p>- Pentes de la partie Ouest &gt; pente de la partie Est</p>

Fiche 4a: caractérisation des pentes sur l'intervalle 1991-1995



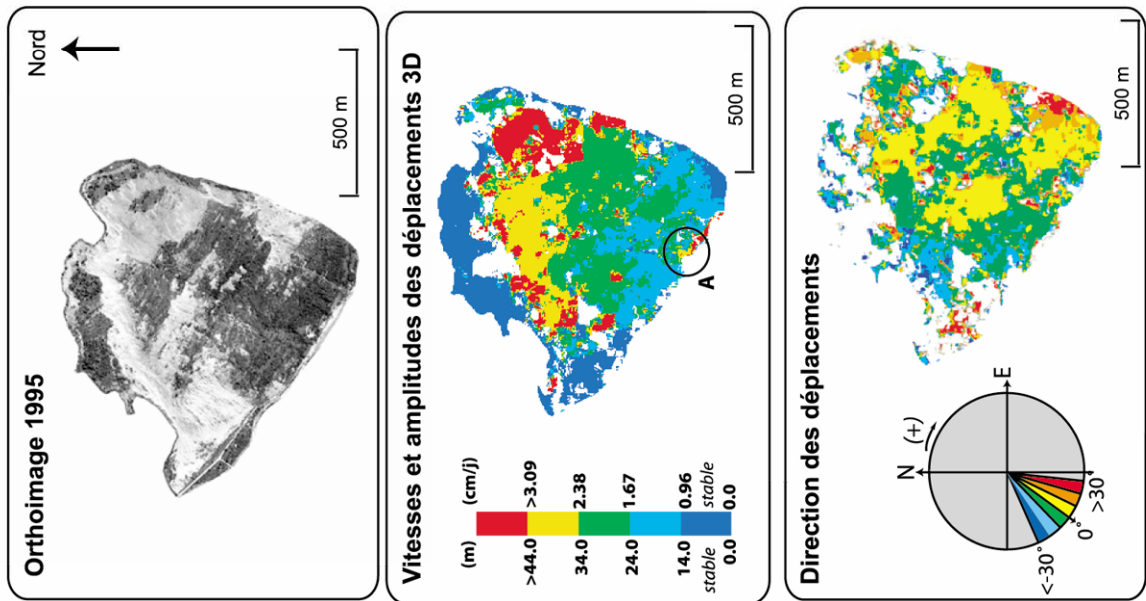


Fiche 4b: caractérisation des variations verticales de la topographie sur l'intervalle 1991-1995



MNT différentiels	
<b>- Description générale</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- valeur seuil S: 3.21 m</li> <li>- différentiel positif moyen: 6.72 m</li> <li>- différentiel négatif moyen : -6.55 m</li> <li>- différentiel total moyen : -0.16 m</li> </ul>
<b>- Zone supérieure de EP à ES1</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ablation continue de EP à ES1 à l'Est et de ES2 à ES1 à l'Ouest                      → <b>épaisseur d'ablation &gt; S sur une majorité de points</b></li> <li>- Lobe Nord Est : nouvelle surface d'ablation <b>Ab2</b> sous EP</li> <li>- Ablation maximum : supérieure à 20.4 m dans Ab1</li> <li>- pas d'organisation des structures en accumulation et en ablation</li> <li>- Surface indéterminée de EP à ES2 → <b>variations d'épaisseur &lt; S en valeur absolue</b></li> </ul>
<b>- Zone intermédiaire de ES1 à BI</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Surfaces indéterminées : → <b>variations d'épaisseur &lt; S en valeur absolue</b></li> <li>- Alternance de structures linéaires N130 en accumulation et en ablation corrélées à la structure en gradins du versant</li> </ul>
<b>- Zone inférieure de BI à F</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Accumulation continue de BI à F                      → <b>épaisseur d'accumulation &gt; S sur une majorité de points</b></li> <li>- Accumulation maximum : 17.5 à 20.4 m au front</li> </ul>
<b>- Surfaces éboulées</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Eboulis Ouest de la zone inférieure: accumulation supérieure à 5.8 m</li> <li>- Eboulis Est de la zone inférieure: surface indéterminée                      → <b>variations d'épaisseur &lt; S en valeur absolue</b></li> </ul>

Fiche 4c: caractérisation des champs de déplacement sur l'intervalle 1991-1995



**Champs de déplacement**

**- Description générale**

- Amplitude et vitesse moyenne : 27.6 m soit 1.92 cm/j
- Amplitude planimétrique > amplitude altimétrique
- Surfaces stables : vitesses < 0.96 cm/j
- Diminution des vitesses du haut vers le bas du glissement
- Vitesse maximum > 2.86 cm/j dans le lobe Nord Est
- Ecart moyen entre direction déplacements/direction ligne de plus grande pente : -5.5°  
 ➔ **vecteurs déplacements dirigés en moyenne selon la ligne de plus grande pente, pas d'écart supérieurs à 10°**

**- Zone supérieure de EP à ES1**

- vitesse > 2.38 cm/j
- asymétrie Est/Ouest : vitesse Est < vitesse Ouest
- lobe Nord Est : vitesses > 3.09 cm/j incohérentes avec les vitesses alentours
- Zone EP à ES2 : vitesses < 0.96 cm/j ➔ **zone stable**

**- Zone intermédiaire de ES1 à BI**

- 1.67 cm/j < vitesse < 2.38 cm/j
- symétrie Est/Ouest : vitesse Est = vitesse Ouest à une altitude donnée

**- Zone inférieure de BI à F**

- vitesse < 2.38 cm/j
- asymétrie des vitesses : vitesse Ouest > vitesse Est
- surface **A** : vitesses supérieures aux zones environnantes

**- Surfaces éboulées**

- éboulis Ouest de la zone inférieure et intermédiaire mouvement cohérent avec les alentours
- éboulis Est de la zone inférieure; mouvement cohérent avec les alentours

### **Synthèse de la période 1991-1995:**

Sur l'intervalle 1991-1995, la synthèse des données concernant la structure du versant et la distribution des variations verticales de la topographie, la continuité de la surface d'ablation et la signification des zones indéterminées est d'abord réalisée. Deux autres points sont ensuite discutés :

- le comportement des zones éboulées
- la signification de la surface A

#### **- structure en gradins du versant**

La corrélation entre la structure en gradins et la distribution des volumes soustraits et accumulés est visible, particulièrement dans la zone intermédiaire du glissement.

#### **- continuité des surfaces d'ablation et d'accumulation**

La surface d'accumulation est continue sur cet intervalle. C'est en accord avec le bilan de volume excédentaire du glissement qui s'élève à 700 000 m<sup>3</sup> après correction.

#### **- surfaces indéterminées des MNT différentiels**

- La surface comprise entre l'ES1 et la BI enregistre toujours des déplacements supérieurs à la précision des vitesses de 0.96 cm/j. Elle est donc en transfert.
- La surface comprise entre l'EP et l'ES2 n'enregistre que des déplacements inférieurs au seuil de précision des vitesses de 0.96 cm/j : elle est donc stable.

#### **- zones éboulées**

Les éboulis de la zone inférieure du glissement enregistrent des déplacements en partie cohérents avec les vitesses des surfaces alentours. Les processus superficiels provoquent donc des changements de l'état de surface moindres sur cet intervalle de temps, et la corrélation est donc possible. Il semble donc que les processus superficiels aient diminué d'intensité sur cet intervalle. Les déplacements enregistrés sur les zones éboulées sont désormais rattachés aux processus profonds qui affectent le reste du glissement.

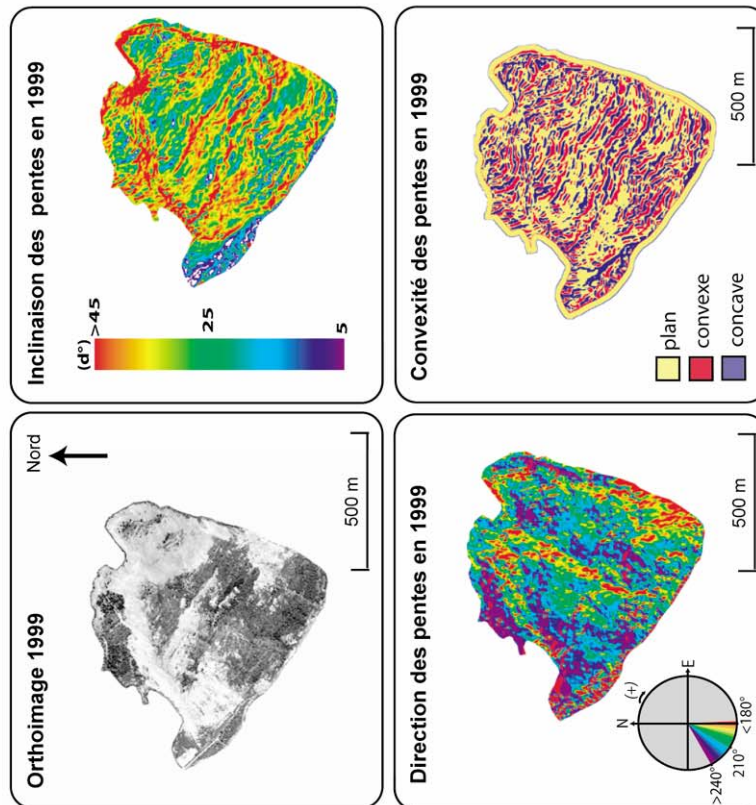
#### **- la surface A**

Cette surface enregistre des déplacements 1.5 fois supérieures aux surfaces avoisinantes. L'étude de l'image orthorectifiée de 1991 montre clairement le développement d'une surface de rupture sur cette zone. La surface A correspond donc au développement d'un glissement indépendant du corps principal de la Clapière : c'est le glissement surimposé basal (GSB).

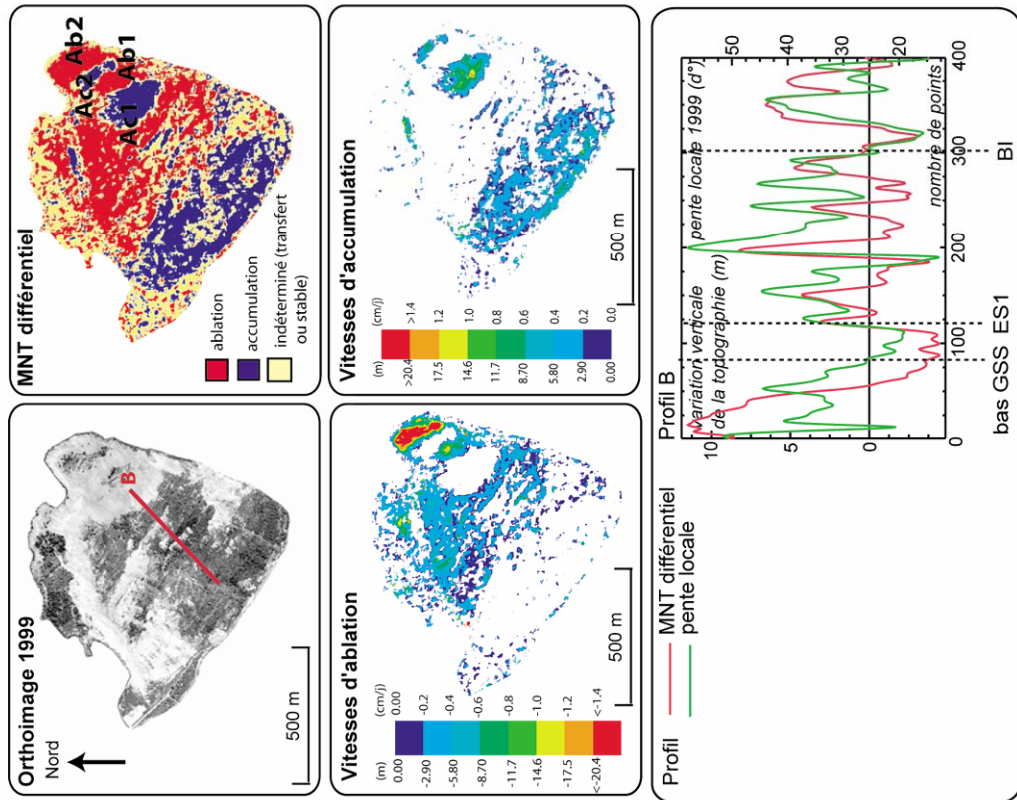
### 2.2.5. Intervalle 1995-1999

Pentes	
- Description générale	<ul style="list-style-type: none"> <li>- pente moyenne : 32.5°</li> <li>- direction moyenne des pentes : N209.7°</li> <li>- structures linéaires N130° et N90° :                             <ul style="list-style-type: none"> <li>• de pentes &gt;45°</li> <li>• alternant concavité et convexité</li> </ul> </li> <li>➔ mise en évidence des structures morphologiques majeures : EP, ES1, ES2, BI, F</li> <li>- extremum des directions des pentes :                             <ul style="list-style-type: none"> <li>• N180 sur le flanc Est, dans la zone centrale faillée, au niveau de ES2</li> <li>• N240 sur le flanc Ouest</li> </ul> </li> </ul>
- Zone supérieure de EP à ES1	<ul style="list-style-type: none"> <li>- lobe Nord Est : 3 structures successives de pente &gt; 45°</li> <li>- pas d'organisation géométrique du versant</li> </ul>
- Zone intermédiaire de ES1 à BI	<ul style="list-style-type: none"> <li>- organisation géométrique avec alternance de structures linéaires N130 (cf. profil- fiche 5b)                             <ul style="list-style-type: none"> <li>• pentes fortes (&gt; 45°)/pentes faibles (&lt;10°)</li> <li>• concaves/ convexes</li> </ul> </li> <li>➔ structure en gradins du versant</li> </ul>
- Zone inférieure de BI à F	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Pas d'organisation géométrique</li> <li>- Pentes de la partie Ouest &gt; pente de la partie Est</li> </ul>

Fiche 5a: caractérisation des pentes sur l'intervalle 1995-1999



Fiche 5b: caractérisation des variations verticales de la topographie sur l'intervalle 1995-1999



- Description générale

- valeur seuil S: 2.19 m
- différentiel positif moyen: 4.51 m
- différentiel négatif moyen : -5.17 m
- différentiel total moyen : -0.70 m

- Zone supérieure de EP à ES1

- Ablation continue de EP à ES1 à l'Est et de ES2 à ES1 à l'Ouest  
→ épaisseur d'ablation > S sur une majorité de points
- Lobe Nord Est : nouvelle surface d'ablation Ac2 sous Ab2

- ES2 : structure d'accumulation linéaire sous ES2

- Ablation maximum : supérieure à 20.4 m dans Ab2

- Surface indéterminée de EP à ES2 → variations d'épaisseur < S en valeur absolue

- Zone intermédiaire de ES1 à BI

- Surfaces indéterminées  
→ variations d'épaisseur < S en valeur absolue

- Alternance de structures linéaires N130 en accumulation et en ablation fortement corrélée à la structure en gradins du versant

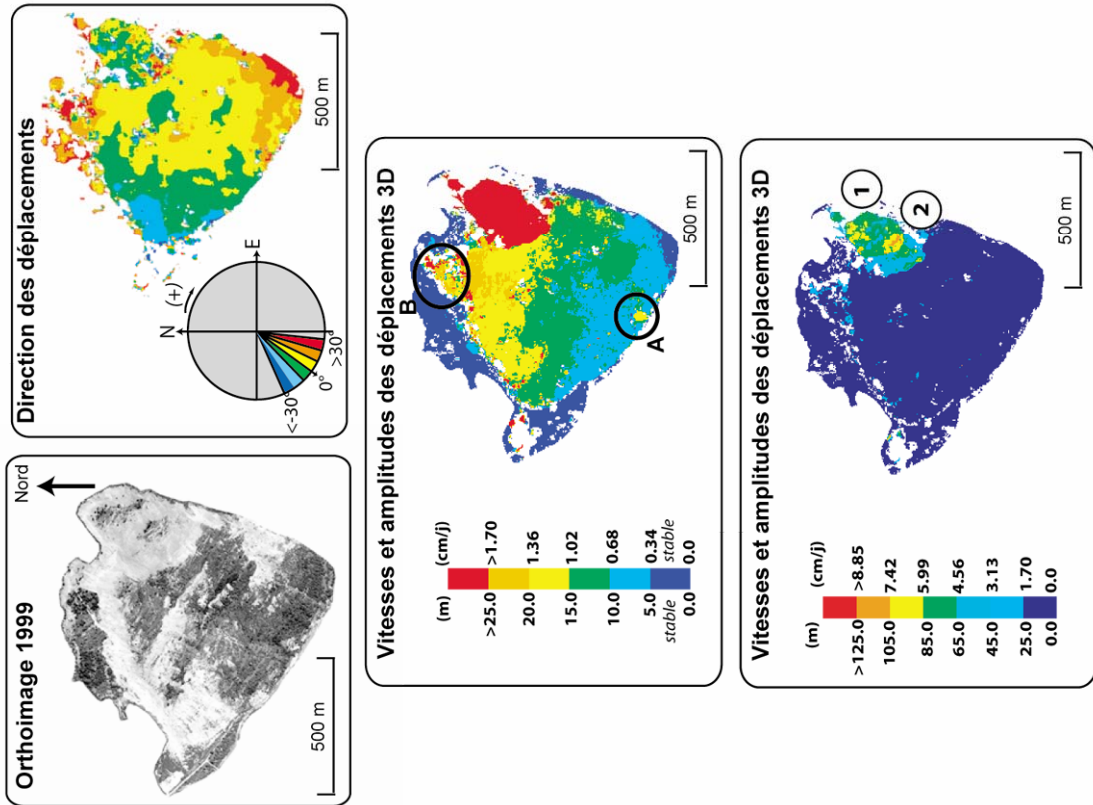
- Zone inférieure de BI à F

- Accumulation discontinue de BI à F  
→ épaisseur d'accumulation < S sur certains points
- Accumulation maximum : 14.6 m au front

- Surfaces éboulées

- Eboulis Ouest de la zone inférieure: accumulation supérieure à 5.8 m
- Eboulis Est de la zone inférieure: surface indéterminée  
→ variations d'épaisseur < S en valeur absolue

Fiche 5c: caractérisation des champs de déplacement sur l'intervalle 1995-1999



Champs de déplacement

- Description générale

- Amplitude et vitesse moyenne : 16.3 m soit 1.13 cm/j
- Amplitude planimétrique > amplitude altimétrique
- Surfaces stables : vitesses < 0.34 cm/j
- Diminution des vitesses du haut vers le bas du glissement
- Vitesse maximum > 8.85 cm/j dans le lobe Nord Est
- Ecart moyen entre direction déplacements/direction ligne de plus grande pente : 2.3°  
 → **vecteurs déplacements dirigés en moyenne selon la ligne de plus grande pente, pas d'écarts supérieurs à 10°**

- Zone supérieure de EP à ES1

- vitesse > 1.36 cm/j
- asymétrie Est/Ouest : vitesse Ouest < vitesses Est
- lobe Nord Est :
  - vitesses > 1.70 cm/j incohérentes avec les vitesses alentours
  - diminution des vitesses du haut vers le bas sur les zones 1 et 2
- Zone EP à ES2 : vitesses < 0.34 cm/j sauf surface B → **zone stable sauf surface B**

- Zone intermédiaire de ES1 à BI

- 1.02 cm/j < vitesse < 1.36 cm/j
- symétrie Est/Ouest : vitesse Est = vitesse Ouest à une altitude donnée

- Zone inférieure de BI à F

- vitesse < 1.02 cm/j
- asymétrie des vitesses : vitesse Ouest > vitesse Est
- surface A : vitesses supérieures aux zones environnantes → **développement du GSB**

- Surfaces éboulées

- éboulis Ouest des zones inférieures et intermédiaires: mouvement cohérent avec les alentours
- éboulis Est de la zone inférieure: mouvement cohérent avec les alentours

### **Synthèse de la période 1995-1999:**

Après l'analyse de la structure topographique du versant et de la distribution des variations verticales de la topographie, la discontinuité de la surface d'accumulation est discutée. Puis les zones indéterminées sont interprétées. Deux points spécifiques à l'intervalle 1995-1999 sont ensuite abordés : la structure du GSS et le développement de la surface d'accumulation sous ES2.

#### **- structure en gradins du versant**

La distribution des volumes soustraits et accumulés est de nouveau fortement corrélée à la structure en gradins du versant, lorsque celle-ci est présente : c'est le cas dans la zone intermédiaire.

#### **- continuité des surfaces d'ablation et d'accumulation**

La surface d'accumulation est discontinue. Cependant, après correction, le bilan de volume enregistre un excédent de 760 000 m<sup>3</sup>. La discontinuité de la surface d'accumulation peut donc être reliée à la forte imprécision du MNT différentiel qui s'élève à 1.2 m. En chaque point du MNT, l'accumulation a donc été sous-estimée. Le volume excédentaire finalement enregistré peut être associé à l'activité du GSS qui génère beaucoup d'éboulements et donc un foisonnement potentiellement élevé.

#### **- surfaces indéterminées des MNT différentiels**

- La surface comprise entre l'ES1 et la BI enregistre toujours des déplacements supérieurs à la précision des vitesses de 0.96 cm/j. Elle est donc en transfert.
- La surface comprise entre l'EP et l'ES2 n'enregistre que des déplacements inférieurs au seuil de précision des vitesses de 0.34 cm/j : elle est donc stable.

#### **- lobe Nord Est**

Le lobe Nord Est présente désormais deux surfaces en ablation associées à deux surfaces en accumulation. De plus, deux surfaces caractérisées par une diminution des vitesses du haut vers le bas sont visible sur les GSS. Ces observations suggèrent un développement en deux parties indépendantes du GSS.

#### **- Escarpement secondaire 1987 (ES2)**

La zone d'accumulation, visible sous ES2, est localisée sur une surface pentée à plus de 60°. Il semble donc impossible d'accumuler de la matière sur cette zone. Cette variation positive de la topographie peut s'expliquer par un basculement de l'escarpement, selon une structure tectonique pré-existante.

## 2.3. Evolution temporelle du glissement de la Clapière

La synthèse des observations réalisées sur chaque intervalle temporel pour les pentes, les variations verticales de la topographie et les champs de déplacement, permet de caractériser l'évolution du glissement au cours du temps. La description est réalisée de manière thématique : les caractéristiques stables au cours du temps sont d'abord décrites. Puis les principaux changements intervenus entre 1974 et 1999 sont ensuite rappelés. Enfin, les données sont confrontées afin de souligner certaines particularités du comportement du glissement de la Clapière.

### 2.3.1. Caractéristiques stables au cours du temps

La distribution spatiale des pentes locales reste également stable entre 1974 et 1999. Les inclinaisons moyennes oscillent autour de  $32^\circ$  pour une direction moyenne  $N210^\circ$  (Tab. 4.8). Les principales structures morphologiques du glissement (EP, ES1, BI et F) sont caractérisées par des formes linéaires orientées  $N130$ , de pentes supérieures à  $45^\circ$  dirigées vers le Sud Ouest et soulignées par une alternance concavité/convexité (Fig. 4.6). Les extrema des directions des pentes sont, pour leur part, toujours enregistrés sur les flancs du glissement et dans la zone centrale faillée (Fig. 4.6b). Cette distribution est en accord avec la forme convexe et évasée du versant.

Les MNT différentiels montre une distribution constante au cours du temps des volumes déplacés (Fig. 4.7). La surface d'accumulation est toujours localisée au dessus de l'escarpement secondaire  $N130$  (ES1). La surface d'ablation s'étend, pour sa part, de la barre d'Iglière (BI) au front du glissement. Enfin, la surface comprise entre ES1 et BI est majoritairement affectée par des phénomènes de transfert. Dans le glissement principal, les maxima d'ablation sont toujours enregistrés au front du glissement et les maxima d'accumulation, sous les principaux escarpements EP, ES1 et ES2 (Fig. 4.7b-c). Les vitesses moyennes d'ablation et d'accumulation sont de l'ordre de  $0.4 \text{ cm/j}$  en moyenne entre 1974 et 1999 (Tab. 4.8). Elles sont, pour la plupart, légèrement négatives avec un maximum de  $-0.06 \text{ cm/j}$  (Tab. 4.8). Elles restent donc proches de 0 sur tout l'intervalle d'étude, ce qui suggère un état stationnaire du glissement, sur la période étudiée. Les volumes mobilisés en accumulation et en ablation sont supérieurs au million de mètres cubes. En revanche, les bilans totaux n'excèdent pas  $1.2$  millions de  $\text{m}^3$  en valeur absolue, après correction (Tab. 4.8). Ils représentent donc moins de 50% des volumes mobilisés, ce qui confirme l'état stationnaire du glissement entre 1974 et 1999. La stabilité de la structure topographique du versant laisse supposer que la déformation liée reste faible en surface. Par



conséquent, les variations verticales de la topographie sont rattachés à des processus profonds, dans le cas de la Clapière, et se traduisent par des affaissements et des gonflements de la surface topographique.

Les déplacements sont en majorité dirigés selon la direction de la ligne de plus grande pente entre 1974 et 1999 (Fig. 4.12). Les vitesses des déplacements 3D diminuent toujours du haut vers le bas du glissement (Fig. 4.12) avec une composante planimétrique 1.5 fois supérieure à la composante altimétrique (Tab. 4.8). Les déplacements moyens enregistrés sont de l'ordre de 1cm/j entre 1974 et 1999 (Tab. 4.8).

Tableau 4.8 : Caractéristiques morphologiques et cinématiques du glissement de la Clapière

	1974	1983	1988	1991	1995	1999
<b>Pentes</b>						
Pente moyenne (d°)	32.5	32.3	32.9	32.5	32.3	32.6
Direction moyenne par rapport au N (d°)	210.0	210.5	208.9	208.8	210.5	208.9
<b>Différentiels topographiques</b>						
Moyenne différentiel positif (m)	3.45	8.58	5.82	6.72	4.51	
(cm/j)	0.10	0.47	0.53	0.46	0.31	
Moyenne différentiel négatif (m)	-3.93	-7.96	-6.38	-6.55	-5.17	
(cm/j)	-0.12	-0.44	-0.58	-0.45	-0.35	
Moyenne du différentiel total (m)	-0.46	0.95	-0.67	-0.16	-0.70	
(cm/j)	-0.01	0.05	-0.06	-0.01	-0.05	
<b>Bilans de volume</b>						
Volume positif (m <sup>3</sup> )	944 907	3 316 546	1 639 760	2 210 924	1 250 549	
Volume négatif (m <sup>3</sup> )	-1 364 135	-2 455 975	-2 246 755	-2 359 394	-1 887 610	
Bilan de volume (m <sup>3</sup> )	-419 228	860 571	-606 994	-148 470	-637 061	
Bilan de volume corrigé (m <sup>3</sup> )	-753 650	290 952	-1 285 631	704 596	768 362	
<b>Champs de déplacement</b>						
Direction moyenne	1.8	3.7	-1.0	-5.5	2.3	
Amplitude moyenne - en m	9.6	33.9	17.1	27.6	16.3	
- en cm/j	0.29	1.91	1.55	1.92	1.13	
Amplitude moyenne planimétrique - en m	7.70	28.35	13.54	23.04	13.39	
- en cm/j	0.23	1.60	1.23	1.60	0.93	
Amplitude moyenne altimétrique - en m	5.39	17.35	9.84	14.40	8.67	
- en cm/j	0.16	0.98	0.89	1.00	0.60	

### 2.3.2. Principales évolutions du glissement de la Clapière

Les principales évolutions constatées sur le glissement de la Clapière, entre 1974 et 1999 concernent la mise en place de l'escarpement secondaire de 1987 (ES2), le développement du glissement surimposé supérieur (GSS) et basal (GSB).

La mise en place de l'ES2 intervient en 1987. Elle est visible sur les cartes de l'intervalle 1983-1988 et se caractérise par le développement d'une structure linéaire N90, pentée à plus de 45° vers le Sud, et soulignée par une alternance concavité/convexité. Le développement de cet escarpement provoque la stabilisation de la surface comprise entre EP et ES2 à l'Ouest. En effet, cette zone n'enregistre plus de déplacements supérieurs au seuil de précision des vitesses après 1988. Elle n'enregistre également pas de variations verticales de la topographie supérieures au seuil de précision après 1988.

Le développement du GSS est marqué par le recul de l'escarpement principal dans le lobe Nord Est. Celui-ci se déroule en deux étapes : un premier recul est visible sur les cartes de pente de 1991, puis un second sur celle de 1995. En 1999, ce lobe présente trois surfaces successives pentées à plus de 45° : les deux plus amont sont concaves, tandis que la plus avale est plus étendue et plutôt convexe. Le développement successif de deux surfaces d'ablation, associées à deux surfaces d'accumulation, est également observé, d'abord entre 1988 et 1991 puis entre 1991 et 1999. Les maxima d'ablations et d'accumulation sont enregistrés dans le GSS à partir de 1991. Sur chacune des surfaces caractérisée par de l'ablation associée à de l'accumulation, les vitesses des déplacements décroissent du haut vers le bas. L'ensemble de ces observations suggère un développement indépendant du GSS par rapport au corps principal du glissement. Ce développement semble se dérouler en deux étapes successives.

Le glissement surimposé basal (GSB) est visible sur les cartes de déplacement à partir de l'intervalle 1991-1995. La surface de rupture est pourtant détectée dès 1991, sur les images orthorectifiées. Le GSB n'est pas visible sur les MNT différentiels. En effet, les variations verticales de la topographie liées à son activité peuvent être gommées par l'accumulation enregistrée au front du glissement principal.

Le glissement est caractérisé par une structure en gradins dans ses parties supérieures et intermédiaires. Cette morphologie est soulignée par l'alternance des structures linéaires N130, concaves/convexes et fortement/faiblement pentées. Cette organisation géométrique a progressivement été perturbée dans la partie supérieure, d'abord à l'Ouest par le développement de ES2 puis à l'Est avec le développement de GSS.

### 2.3.3. Confrontation des données

Les observations réalisées à partir des différentes cartes générées sur le glissement de la Clapière, sur cinq intervalles temporels entre 1974 et 1999, sont confrontées, afin de mettre en évidence les corrélations entre les déplacements et les variations verticales de la topographie.

Les vitesses de déplacement les plus élevées sont enregistrées sur les intervalles 1983-1988 et 1991-1995 avec des vitesses de l'ordre de 2 cm/j (Tab. 4.8 et Fig. 4.17). Pendant l'intervalle 1983-1988, un pic d'activité, enregistré en 1987, explique la vitesse moyenne élevée des déplacements (*Follacci, 1999*). Aucun pic d'activité n'est enregistré entre 1991 et 1995. Par contre, la distancemétrie laser montre que les vitesses moyennes des cibles étaient proches de 2 cm/j sur l'ensemble de cet intervalle (*Follacci, 1999*). Ces vitesses élevées s'accompagnent d'une tendance à l'accumulation du glissement (Fig. 4.17). Ce gain de volume peut s'expliquer par un foisonnement important du matériel lors de déplacements plus intenses. Cet excédent explique également la continuité de la surface d'accumulation sur ces deux intervalles, avec une épaisseur moyenne d'accumulation par point toujours supérieure au seuil **S**. Enfin, la corrélation entre la structure topographique en gradins du versant et la distribution des volumes soustraits et accumulés diminue, voire disparaît sur ces deux intervalles temporels. Cette corrélation n'est en effet pas observée entre 1983 et 1988. Elle n'est pas toujours évidente entre 1991 et 1995. Il semblerait donc, que lors de mouvements intenses et soudains, comme entre 1983 et 1988, la distribution des volumes accumulés et soustraits ne s'organise pas en fonction de la structure topographique du versant.

Les vitesses les plus faibles de déplacement sont enregistrées sur les intervalles 1974-1983 et 1995-1999 avec des valeurs de 0.16 et 0.60 cm/j (Tab. 4.8). Ces faibles vitesses s'accompagnent de déficit de matière, dans les bilans de volume, pour l'intervalle 1974-1983. Ce déficit n'est pas observé sur l'intervalle 1995-1999, peut être à cause du développement du GSS. (Fig. 4.17). Le déficit de matière sur le glissement principal peut être lié à l'érosion par la rivière, au front du glissement et par les éboulements sur les flancs. Enfin, les faibles vitesses de déplacement sont accompagnées d'une forte corrélation entre la structure topographique du versant et la distribution du matériel soustrait et accumulé (Fig. 4.17).

L'intervalle 1988-1991 présente des vitesses de déplacement intermédiaires de l'ordre de 0.89 cm/j. le glissement est alors déficitaire, avec une surface d'accumulation discontinue. Ces observations se rapprochent de celles réalisées sur les intervalles de temps caractérisés par des vitesses faibles. Par contre la corrélation entre la structure en gradins du versant et les MNT

différentiels n'est pas toujours évidente, ce qui semble plus en accord avec les intervalles de temps, caractérisés par des déplacements importants.

Enfin, la figure 4.17 met en évidence la décorrélation entre les vitesses de variations verticales de la topographie et les vitesses de déplacement. En effet, les vitesses les plus élevées des variations verticales de la topographie sont enregistrées sur l'intervalle 1988-1991, et non pas sur les intervalles affectés par les déplacements les plus importants, c'est-à-dire 1983-1988 et 1991-1995. Par contre les plus faibles vitesses d'accumulation et d'ablation sont bien enregistrées sur les intervalles caractérisés par les vitesses de déplacement les plus faibles, soit 1974-1983 et 1995-1999.

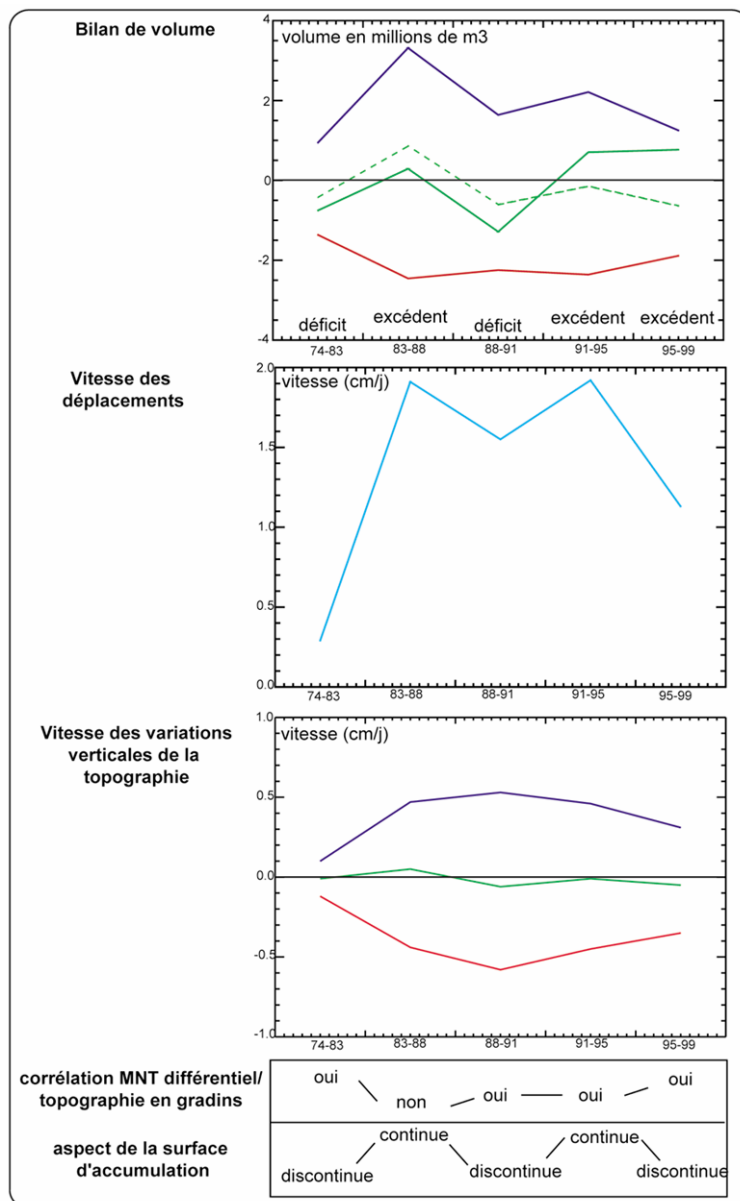


Figure 4.17 : Confrontations des données de déplacements et de variations verticales de la topographie, sur le glissement de la Clapière, entre 1974 et 1999.

### 3. Evolution morphologique et cinématique du glissement de La Valette

Le glissement de la Valette est étudié depuis son activation en 1982 et de manière plus soutenue, depuis son pic d'activité en 1988. Il représente un danger important pour les personnes et l'économie locale, puisque des blocs menacent le quartier de Barcelonnette, situé en contrebas de la coulée. La méthodologie de génération de MNT et de produits dérivés de ces MNT est appliquée à ce glissement, afin de valider ces méthodes sur un autre cas que la Clapière. Cette étude va également permettre de rendre compte de l'évolution récente du glissement entre 1988 et 2000. L'évolution des pentes, des variations verticales de la topographie et des champs de déplacement sont successivement analysées sur cette période.

#### 3.1. Les données disponibles

Trois couples stéréoscopiques, acquis au-dessus du glissement de la Valette, ont été sélectionnés dans la base de données de l'IGN, pour les années 1988, 1995 et 2000 (Fig. 4.18). Ces clichés permettent une étude du glissement sur une période de 12 ans, avec une résolution temporelle de 7 et 5 ans. L'échelle des clichés bruts varie entre 1 :20 000<sup>e</sup> et 1 :30 000<sup>e</sup> et ils couvrent une surface allant de 20 à 49 km<sup>2</sup>. Ces clichés sont digitalisés sur un scanner photogrammétrique. Leur résolution moyenne après cette opération est inférieure au mètre (Tab. 4.9).

Tableau 4.9 : Caractéristiques des couples stéréoscopiques de l'IGN sélectionnés pour le suivi du glissement de la Valette

	1988	1995	2000
<b>Mission</b>	F 3539-3639	FD 04	FD 04
<b>Numéro des clichés</b>	69-70	7501-7502	216-217
<b>Date d'acquisition</b>	07 août	23 Juillet	24 Juin
<b>Surface moyenne couverte au sol (m<sup>2</sup>)</b>	6900*6900	4600*4600	5750*5750
<b>Echelle du cliché</b>	1:30 000	1:20 000	1:25 000
<b>Résolution sol moyenne (m) des images digitales</b>	0.62	0.63	0.80
<b>Taille du cliché</b>			
<b>en cm<sup>2</sup></b>	23*23	23*23	23*23
<b>en pixels</b>	135 412 914	135 412 914	75 531 976

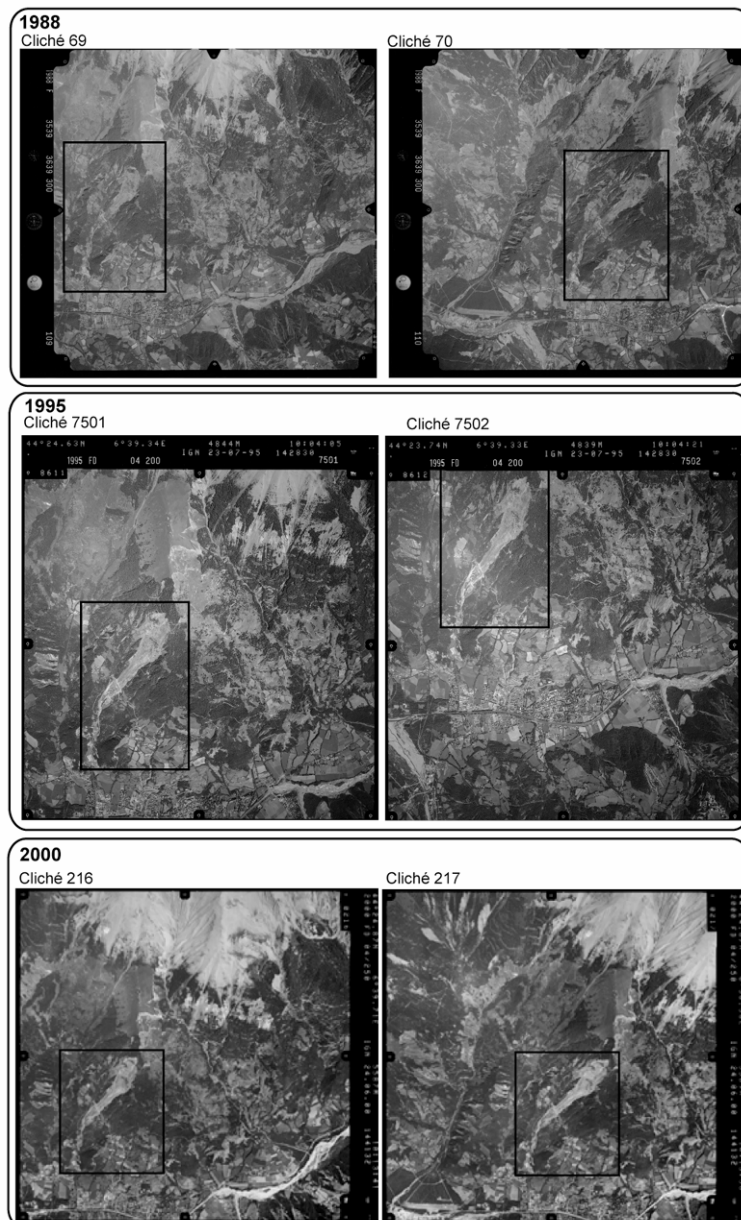


Figure 4.18 : Couples stéréoscopiques IGN sélectionnés pour le suivi historique du glissement de la Valette. Le cadre noir délimite l'extrait sur lequel les MNT sont calculés.

### 3.1.1. MNT et images ortho-rectifiées

Trois MNT ont été calculés à partir des trois couples stéréoscopiques IGN sélectionnés (Fig. 4.19a). Les paramètres de calcul, présentés à la section 5 du chapitre 1, sont identiques à ceux utilisés pour le cas de la Clapière (Annexe 3). Les paramètres d'orientation interne et les paramètres approchés d'orientation externe des caméras ont été définis à partir des certificats de calibration des chambres d'acquisition et des informations fournies par l'IGN (Tab. 4.10). Dans le cas de la Valette, la distorsion radiale des caméras n'excède pas  $4 \mu\text{m}$ , ce qui correspond à

moins de 0.2 pixels sur l'image. Ces erreurs sont inférieures à la précision relative finale des MNT, de l'ordre de 1 m, soit 1 pixel sur l'image (Tab. 4.11). Dix-huit points de contrôle absolus ont été acquis par un GPS Magellan Promark X-CM, en 2001, sur la zone stable autour du glissement. Un minimum de 16 points est toujours visible sur les clichés utilisés pour le calcul (Fig. 4.19). Cent à cinq cent points de contrôles relatifs ont été sélectionnés, afin d'augmenter la robustesse de l'étape d'orientation externe des caméras. (Tab. 4.10).

Tableau 4.10 : Paramètres d'orientation interne et paramètres approchés d'orientation externe des caméras d'acquisition des clichés de la Valette.

		1988	1995	2000
<b>Résolution image (<math>\mu\text{m}</math>)</b>		21	21	28
<b>Focale (mm)</b>		152.06	153.462	152.910
<b>Coordonnées PPA (mm)</b>	$\xi$	0.006	0.007	0.012
	$\eta$	-0.013	-0.001	-0.005
<b>Distorsion radiale maximum (<math>\mu\text{m}</math>)</b>		3.9	2	2
<b>Coordonnées des centres des clichés (m- système Lambert II étendu)</b>	$X_1$	943 025	944 360	944 566
	$Y_1$	1 942 575	1 944 630	1 944 308
	$X_2$	945 000	944 421	942 807
	$Y_2$	1 943 525	1 943 118	1 944 211
<b>Altitude de prises de vue (m)</b>	$Z_1$	-	4844	5587
	$Z_2$	-	4839	5589
<b>Angles initiaux (rad)</b>	$\omega$	0	0	0
	$\varphi$	0	0	0
	$\kappa$	0	$\pi/2$	$\pi$
<b>Nombre de points absolus utilisés</b>		16	17	18
<b>Nombre de points relatifs utilisés</b>		116	599	133

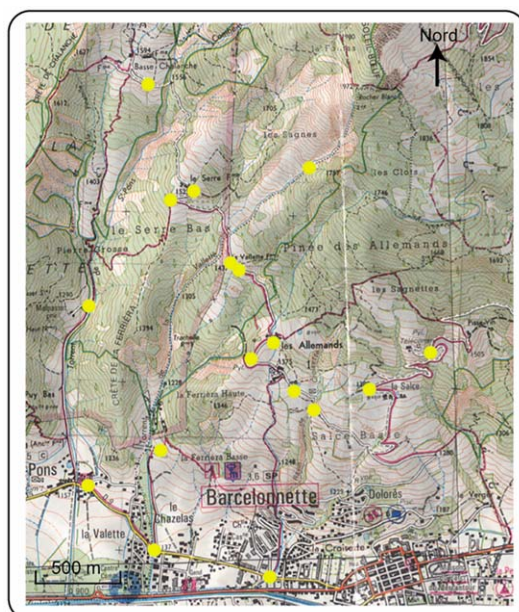
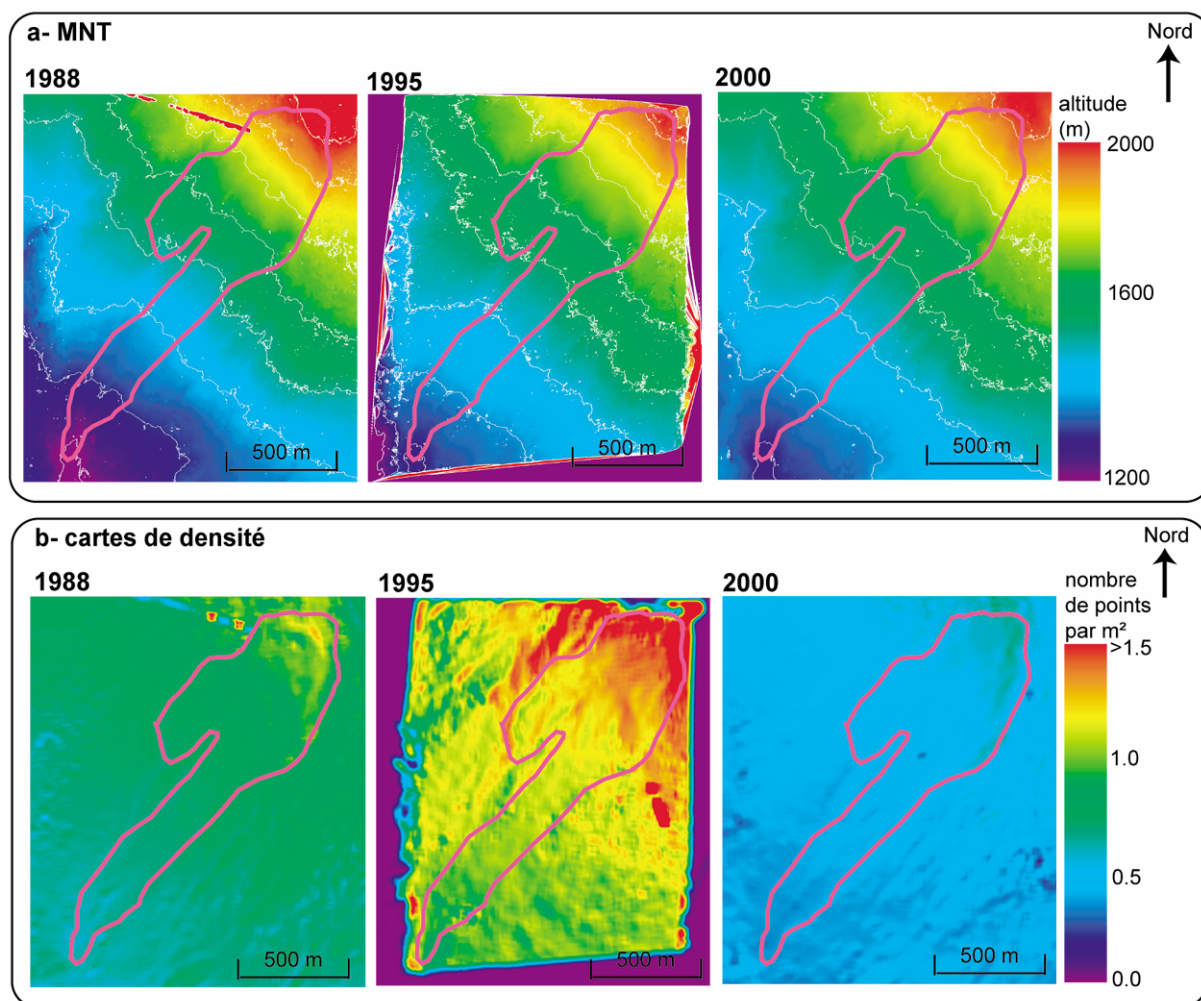


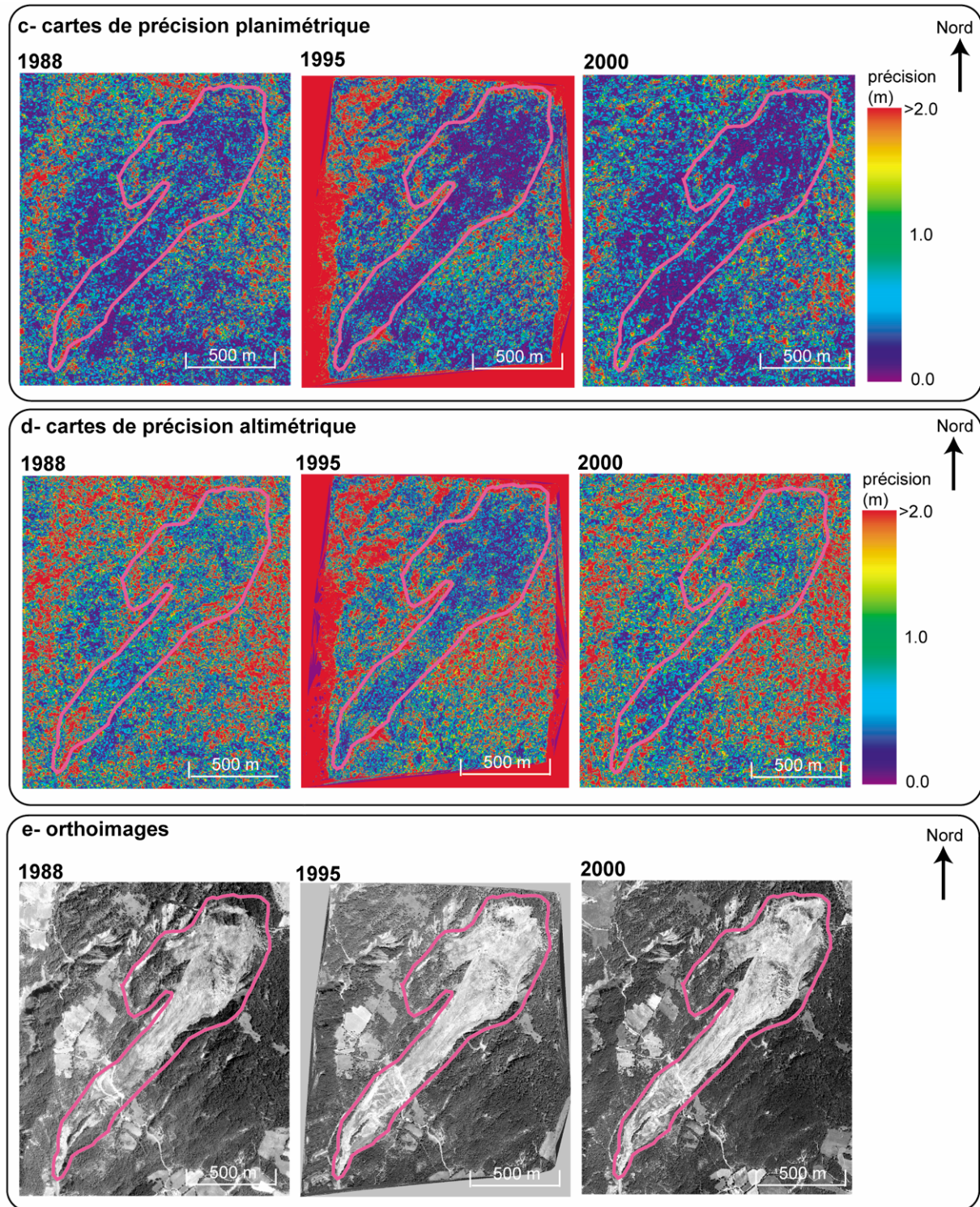
Figure 4.19 : Répartition des points GPS (pastilles jaunes) sur le site de la Valette.

La topographie n'est restituée que sur la zone du glissement, étant donné la taille importante des clichés IGN (Tab. 4.9). Cet extrait s'étend sur 1517\*1760 m<sup>2</sup>, entre les coordonnées (942 339E, 1 942 576N) et (943 859E, 1 944 337N) dans le système Lambert II étendu. Les extraits des clichés bruts, sélectionnés pour le calcul des MNT, sont présentés en Annexe 9 et matérialisés sur la figure 4.18 par le carré noir. Une carte de densité et deux cartes de précisions relatives accompagnent chaque MNT (Fig. 4.20a-b-c). Chaque MNT a également servi à calculer une image orthorectifiée, à partir d'une des images brutes utilisées pour le calcul de la topographie (Fig. 4.20e).

Figure 4.20 (ci-après): Restitution de la topographie du glissement de la Valette. (a) MNT interpolé au pas de 1 m, (b) cartes de densité, cartes de précision relative (c) planimétrique et (d) altimétrique et (e) orthoimages. Sur chaque image, la zone du glissement est matérialisée par le trait rose.







La résolution réelle des MNT est comprise entre 0.4 et 1 points par m<sup>2</sup> (Tab. 4.11). Elle est hétérogène sur la surface des MNT (Fig. 4.20b). Les cartes de précisions (Fig. 4.20c-d) montrent que la précision relative des MNT est plus élevée sur la zone du glissement qu'aux alentours. Les contrastes radiométriques sont en effet plus importants sur la zone dénudée du glissement, que

sur les environs masqués par un épais couvert végétal. Les coefficients de corrélation sont donc plus forts sur la zone du glissement qu'aux alentours.

Les MNT calculés sur le site de la Valette ont une précision relative de l'ordre de 1.5 m (Tab. 4.11). La précision altimétrique est en générale légèrement supérieure à la précision planimétrique. Les MNT sont projetés dans le système métrique de projection conique Lambert II étendu, avec une précision de l'ordre de 6 m (Tab. 4.11). L'orientation absolue est donc de meilleure qualité que pour le glissement de la Clapière. La bonne répartition des points absolus sur la zone étudiée peut expliquer cette différence. Les trois MNT ont une qualité similaire, puisque les images brutes présentaient des dynamiques radiométriques et des échelles proches.

Tableau 4.11 : Caractéristiques des MNT et des orthoimages du glissement de la Valette.

	1988	1995	2000
Pas d'échantillonnage (m)	1	1	1
Résolution réelle (nombre de points par m <sup>2</sup> )	0.7	1.0	0.4
Taille des MNT en m	2180*3068	1521*1762	2423*2457
Taille des MNT en pixels	6 688 240	2 680 002	5 953 311
Précision relative moyenne (m)			
planimétrique	0.79	1.00	0.63
altimétrique	1.40	1.43	1.32
totale	1.61	1.74	1.46
Précision absolue (m)			
planimétrique	5.90	5.77	5.24
altimétrique	2.17	3.38	2.61
totale	6.29	6.69	5.87
Précision réorientation (m)			
planimétrique	0.01	0.03	-
altimétrique	0.00	0.01	-
totale	0.01	0.03	-

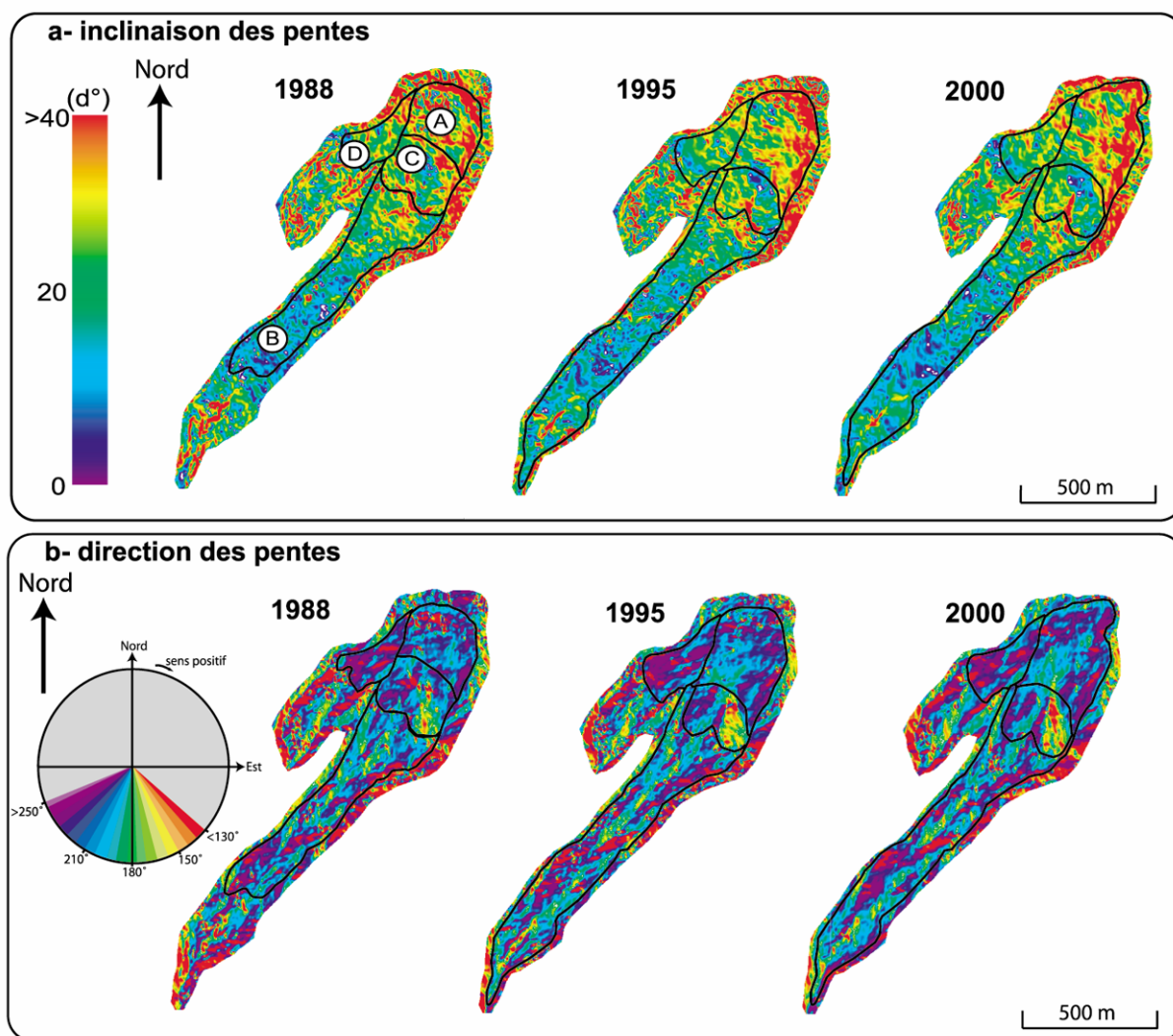
### 3.1.2. Produits dérivés des MNT et des images orthorectifiées

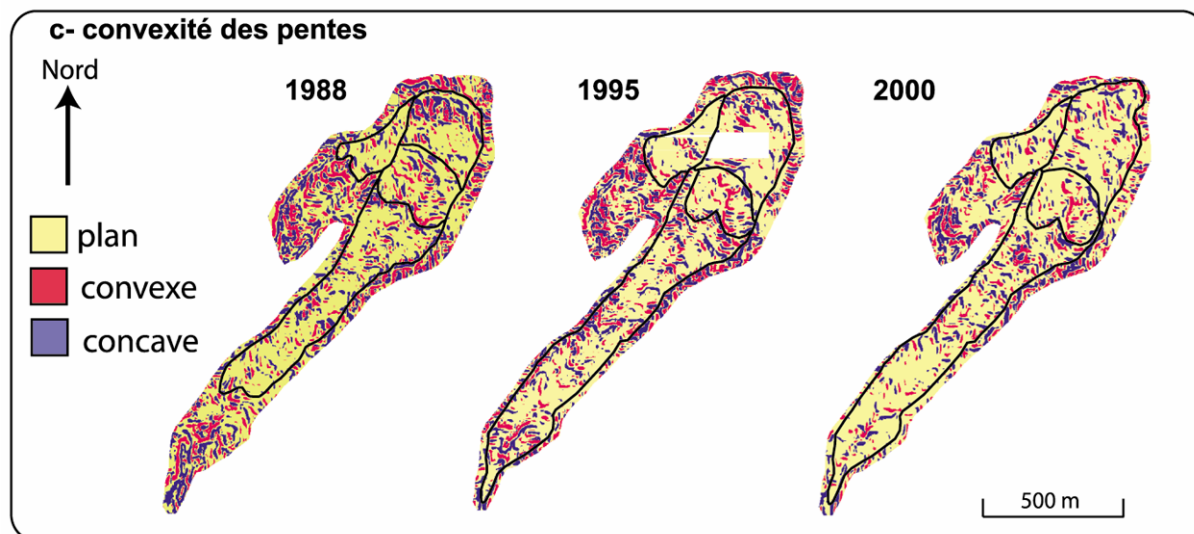
Les MNT et les orthoimages sont utilisés afin de suivre l'évolution morphologique et cinématique du glissement de la Valette, sur deux intervalles temporels. Des cartes de pentes, des MNT différentiels et des champs de déplacement sont extraits des MNT et des images orthorectifiées associées, sur la zone du glissement, matérialisée par la ligne rose sur la figure 4.19.

### Pentes locales (cf. section 3 du chapitre 2)

L'inclinaison et la direction des pentes locales sont calculées à partir des MNT sur une fenêtre glissante de 10\*10 pixels soit 100 m<sup>2</sup>, avec un pas d'échantillonnage de 1 pixel (Fig. 4.21a-b). La pente est caractérisée par son inclinaison comprise entre 0 et 90° et sa direction par rapport au Nord. Les courbures de pentes sont calculées sur une fenêtre de 25\*25 pixels, soit une surface de 625 m<sup>2</sup>. Une valeur seuil de 1.0 permet de mettre en évidence les principales structures fortement concaves et fortement convexes du versant de la Valette. Les surfaces concaves ont des valeurs de courbure supérieures à 1.0 et sont cartées en bleu. Les surfaces convexes ont des valeurs inférieures à -1.0 et sont cartées en rouge. Les valeurs de courbure comprises entre -1.0 et 1.0 sont cartées en jaune et correspondent à des surfaces quasi planes (Fig. 4.21c).

Figure 4.21 (ci-après) : (a) Inclinaisons, (b) directions et (c) convexité des pentes du glissement de la Valette. Les traits noirs matérialisent la zonation lithologique et morphologique du glissement, présentée sur la figure 3.8.





#### **MNT différentiels et bilans de volume** (cf. section 4 du chapitre 2)

Les données brutes des MNT différentiels sont présentées en Annexe 10. Seuls les points compris entre  $\mu-4\sigma$  et  $\mu+4\sigma$  sont ensuite conservés, avec  $\mu$  la moyenne des données du MNT différentiel sur la zone du glissement et  $\sigma$  son écart type. Ce tri statistique élimine entre 1 et 2.8% des points (Tab. 4.12). Le seuil **S**, défini comme la somme des précisions relatives verticales de chaque MNT, est calculé en chaque point des MNT différentiels. Les valeurs moyennes de ce seuil **S** sont de l'ordre 2 m sur les deux intervalles d'étude (Tab. 4.12). Cette valeur est utilisée pour cartographier en bleu les variations topographiques verticales positives et supérieures à **S** et en rouge les variations négatives et inférieures à **-S** (Fig. 4.22a). Les valeurs des MNT différentiels inférieures, en valeur absolue, au seuil **S** sont cartées en jaune.

Les vitesses positives et négatives des variations verticales de la topographie, supérieures en valeur absolue, au seuil **S**, sont représentées sur deux cartes différentes (Fig. 4.22b-c). Les valeurs des MNT différentiels sont alors étalonnées entre 0 et 0.8 cm/j, avec une amplitude de 0.2 cm/j.

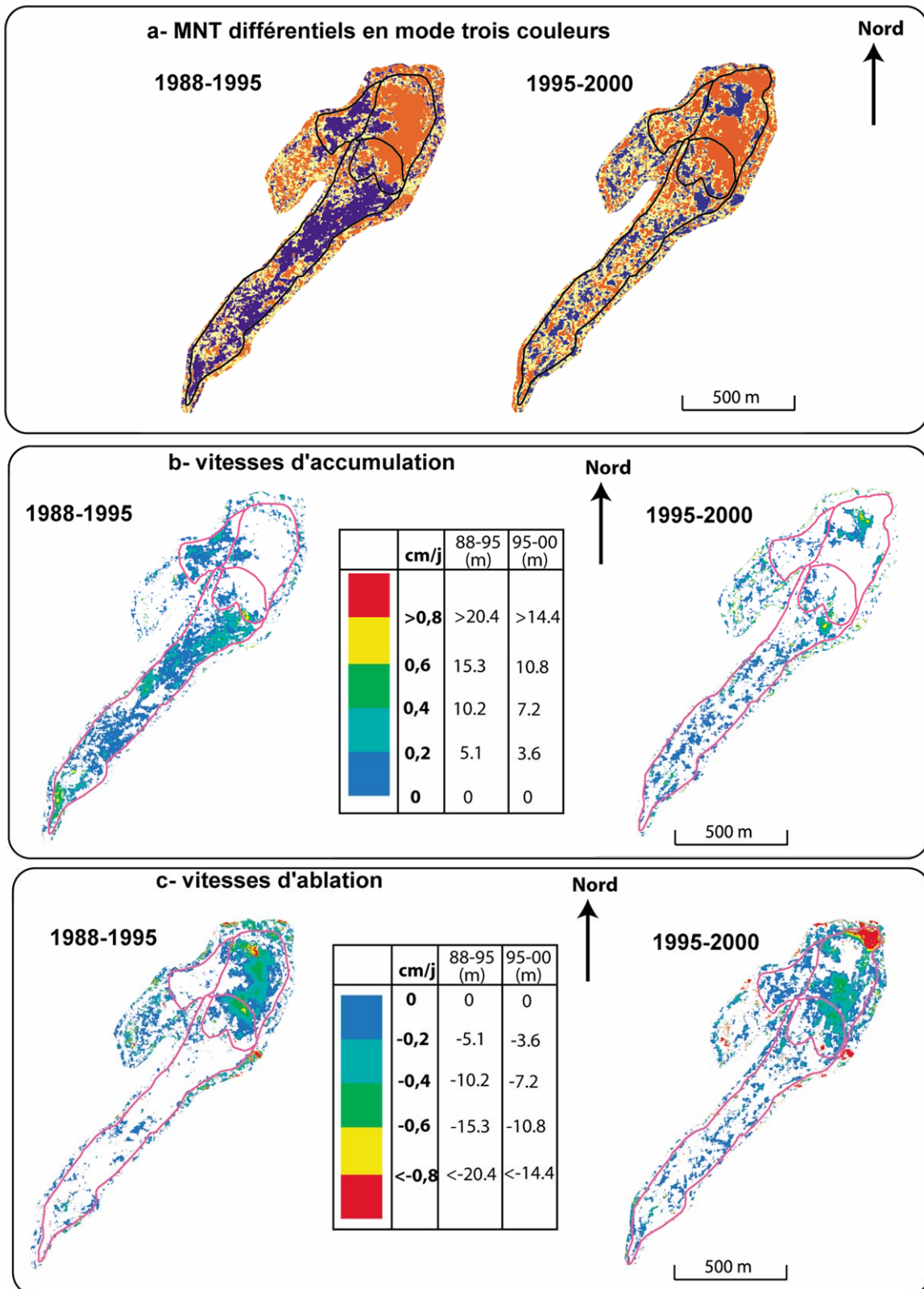


Figure 4.22 : Caractérisation des variations verticales de la topographie sur le glissement de la Valette. (a) MNT différentiels représentés en mode trois couleurs, cartes des vitesses (b) d'accumulation et des (c) vitesses d'ablation.

Tableau 4.12 : Caractéristiques des MNT différentiels du glissement de la Valette.

	1988-1995	1995-2000
% points éliminés au tri statistique ( $\mu \pm 4\sigma$ )	2.76	1.09
Seuil S moyen (m) des MNT différentiels	2.49	2.15
<b>Bilans de Volumes</b>		
Limites de la zone d'indépendance	70-668	70-620
Précision par point (m)	-1.93	0.63
Correction du bilan de volume (m <sup>3</sup> )	-1 191 952	569 619

Les bilans de volume sont calculés selon la formule (2.12) à partir des MNT différentiels triés statistiquement. Les corrections à appliquer aux bilans de volume initiaux sont calculées en utilisant la valeur moyenne des MNT différentiels des zones stables. Les graphes de la figure 4.23 représentent les valeurs moyennes des MNT différentiels des zones stables, en fonction de la taille de la fenêtre de calcul. Le palier d'indépendance, entre la taille de la fenêtre et les valeurs moyennes des MNT différentiels, est bien marqué sur les deux intervalles de temps. La précision par point ainsi estimée est de -1.93 m pour 1988-1995 et 0.63 m pour 1995-2000. La surface du glissement, sur laquelle est réalisée le bilan de volume, couvre exactement 635 453 m<sup>2</sup>. Les corrections des bilans de volumes sont donc comprises de -1.2 millions de m<sup>3</sup> pour 1988-1995 et 0.6 millions de m<sup>3</sup> pour 1995-2000 (Tab. 4.12).

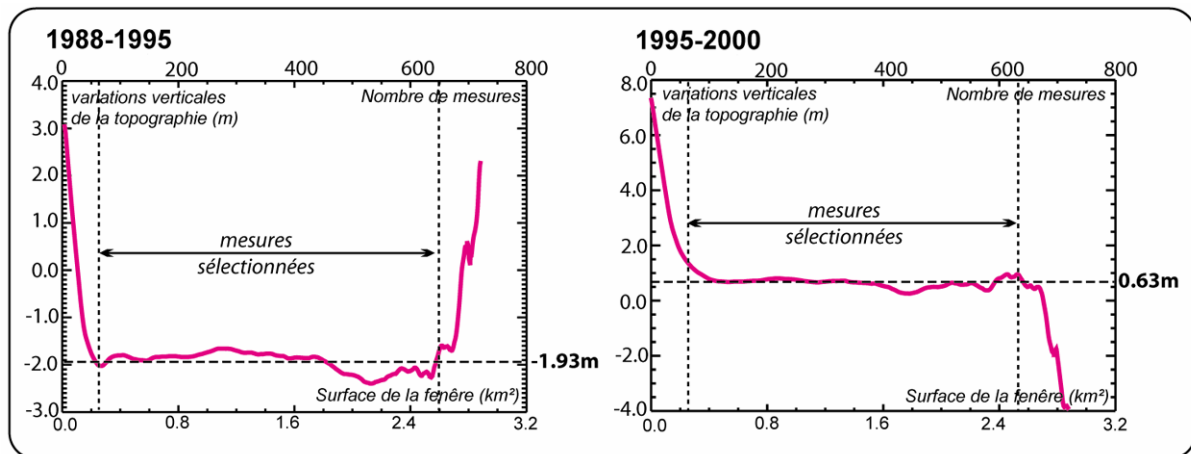


Figure 4.23 : Estimation expérimentale de la précision des MNT différentiels.

### Champs de déplacement (cf. section 5 du chapitre 2)

Les champs de déplacement ont été mesurés par corrélation automatique (Annexe 11). Etant donné que l'amplitude des déplacements est du même ordre de grandeur que sur le glissement de la Clapière, les trois mêmes étapes de corrélation sont appliquées au cas de la Valette, avec un pas de mesure de 5 pixels. Les paramètres de la chaîne de corrélation sont récapitulés dans le tableau 4.13.

Tableau 4.13 : Caractéristiques des champs de déplacements du glissement de la Valette.

	1988-1995	1995-2000
<b>Corrélation 3</b>		
% de points corrélés (flag =1)	34.4	44.2
% des points corrélés avec un coefficient de corrélation > 0.7	37.1	42.9
% points éliminés au tri statistique ( $\mu \pm 6\sigma$ )	0.0	0.0
% points éliminés avec le sens de déplacement	16.6	7.1
Intervalle de mesures des précisions des amplitudes	18-668	0-650
Précision des amplitudes		
- en m	4.78	4.31
- en cm/j	0.19	0.24
Direction de la ligne de plus grande pente	N218.2	N218.8

Les directions des déplacements sont calculées relativement à la direction de la ligne de plus grande pente du versant, qui est de N218° environ. Le tri statistique des données n'élimine aucun point. Par contre, le pourcentage de points, ayant une direction de déplacement incompatible avec la pente du versant, s'élève à plus de 16% pour l'intervalle 1988-1995, contre 7% entre 1995 et 2000. Le pourcentage de points corrélés, après la corrélation 3, sur l'intervalle 1988-1995, est inférieur de 10% au pourcentage de points corrélés entre 1995 et 2000. Des changements importants de l'état de surface entre 1988 et 1995 sont intervenus sur la zone du glissement. La corrélation a donc été moins performante entre 1988 et 1995. La différence de qualité de la corrélation entre les deux intervalles est clairement visible sur les cartes d'amplitude et de direction des déplacements (Fig. 4.24). La précision des amplitudes des déplacements est estimée sur les graphes, qui représentent les amplitudes moyennes des déplacements enregistrées sur les zones stables, en fonction de la taille de la fenêtre de calcul (Fig. 4.25). Les précisions obtenues sont de 0.19 cm/j entre 1988 et 1995 et de 0.24 entre 1995 et 2000.

Les cartes de direction des déplacements sont réétalonnées entre -30 et + 30° sur les deux intervalles d'étude avec des classes de couleur de 10° d'amplitude (Fig. 4.24a). Les cartes des vitesses de déplacement sont réétalonnées entre 0 et 3.4 cm/j, avec des classes de couleur de 0.2 cm/j d'amplitude (Fig. 4.24b).

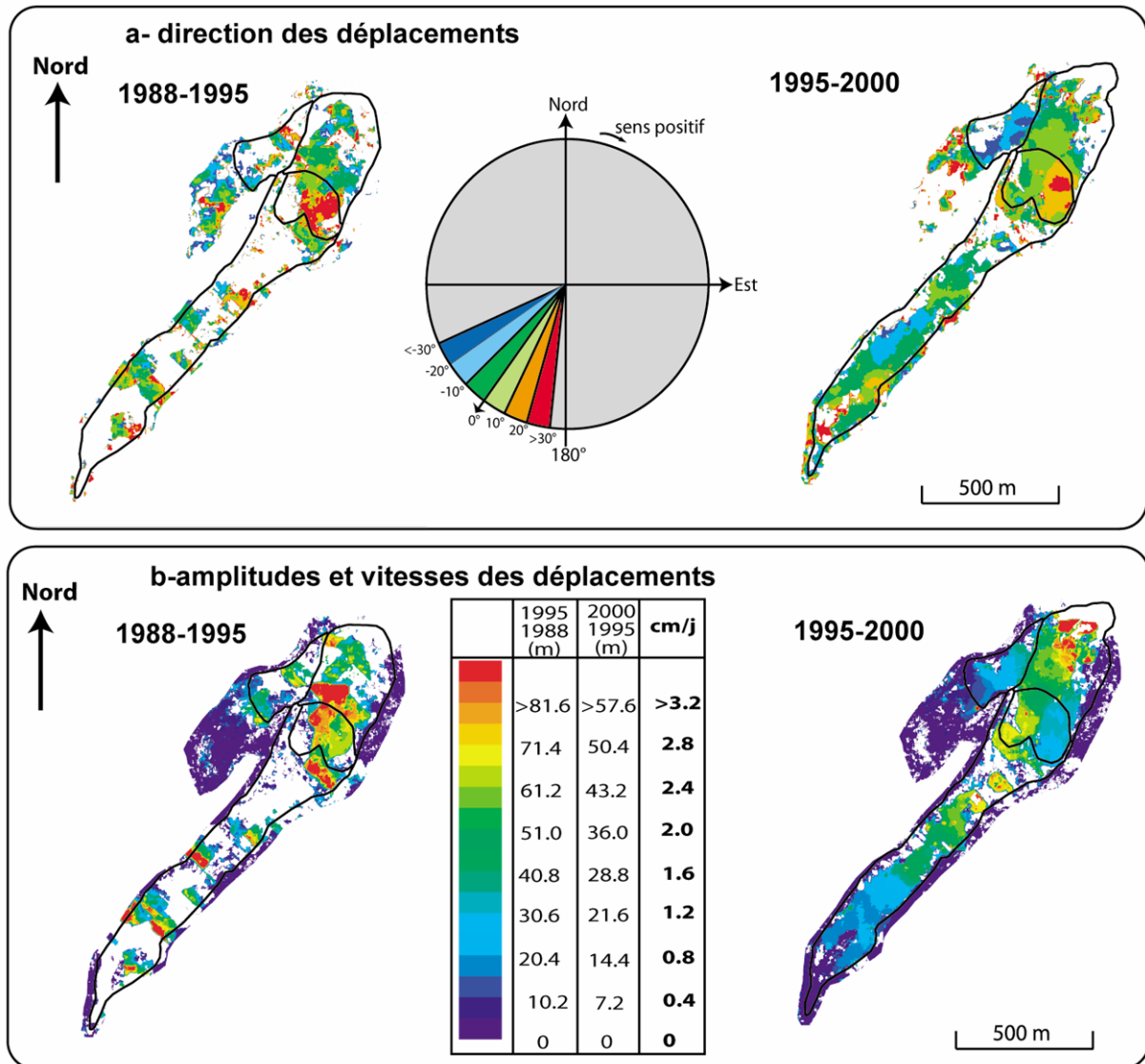


Figure 4.24 : Caractérisation des champs de déplacement du glissement de la Valette. (a) Direction (b) et amplitudes et vitesses des mouvements.

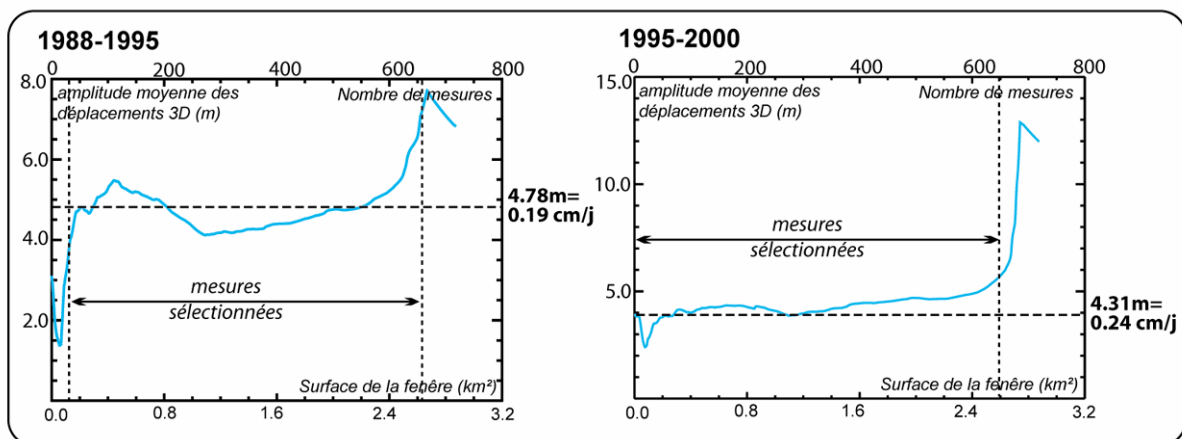


Figure 4.25: Evaluation expérimentale de la précision des amplitudes et vitesses de déplacement.



### 3.2. Evolution spatiale du glissement de la Valette

L'analyse géologique et géomorphologique réalisée à partir de photographies aériennes par Squarzoni et al. (2003) ont permis de distinguer quatre zones sur le glissement (Fig. 4.26):

- une zone supérieure **A** rocheuse, marquée par un escarpement vertical dans les flyschs de la nappe de l'Autapie,
- une zone **B**, peu accidentée, et marquée par une coulée boueuse dans les marnes noires.
- une zone **C** où affleurent les calcschistes de la nappe du Pelat, dans la partie supérieure du glissement, au lieu dit le « Rocher Blanc ». Cette surface alimente un éboulis en contrebas.
- une zone **D** caractérisée par une coulée de marnes noires, de morphologie similaire à la coulée **B**.

Les cartes de pentes, les MNT différentiels et les champs de déplacement permettent de caractériser l'évolution de ces quatre zones, sur les intervalles 1988-1995 et 1995-2000.

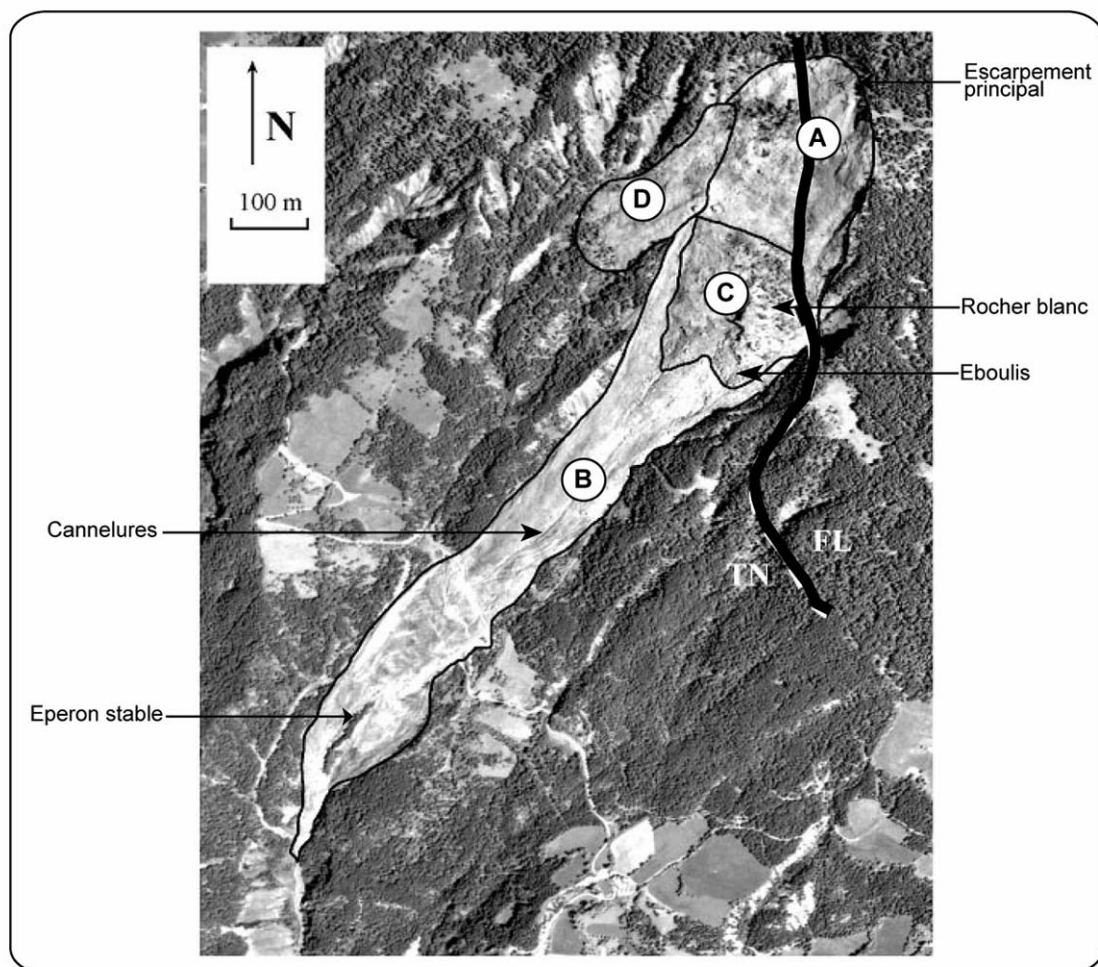


Figure 4.25: Zonation lithologique et morphologique du glissement de la Valette.

### 3.2.1. Caractérisation des pentes

La pente moyenne du versant est de 25° (Tab. 4.14). La zone **A** est soulignée par des pentes supérieures à 45° sur la majorité de sa surface. La zone **C** est marquée par un replat, sous l'escarpement principal, puis une forte pente, de plus de 45°, qui souligne l'escarpement du rocher blanc. Dans les zones **B** et **D** des coulées, la pente moyenne est de l'ordre de 20 à 30°. Dans la partie basse de la zone **B**, une structure linéaire fortement pentée est visible et souligne la présence du promontoire, formé de Terres Noires recouvertes de moraines (Fig. 4.21). Les directions moyennes des pentes sont homogènes et orientées N220-230°. La zone **C** du rocher blanc est par contre caractérisée par une pente locale orientée N130-150° vers le Sud Est. Les cartes de convexité des pentes ne soulignent pas d'organisation du versant. Seule la zone du « Rocher Blanc » présente des structures linéaires fortement concaves et convexes qui soulignent l'escarpement de calcschistes.

Les cartes de pentes ne montrent pas d'évolution temporelle majeure entre 1988 et 2000. Seul le recul de l'escarpement principal, marqué par des pentes supérieures à 60° est visible. L'observation des cartes de pente permet donc d'individualiser les zones **A**, **B**, **C** et **D** du point de vue topographique.

Tableau 4.14 : Caractéristiques topographiques du glissement de la Valette

	1988	1995	2000
<b>Pentes</b>			
<b>Inclinaison moyenne (d°)</b>	27.1	26.5	25.6
<b>Direction moyenne par rapport au N (d°)</b>	202.7	204.6	206.9

### 3.2.2. Variations verticales de la topographie

Entre 1988 et 1995, la surface d'ablation du glissement de la Valette est localisée dans les zones **A** et **C**. L'accumulation se concentre plutôt dans les zones **B** et **D**. Cette accumulation correspond à un apport de matière, lié à la mise en place des coulées, en 1988, sur ces deux surfaces. Les surfaces d'ablation et d'accumulation sont continues. Les amplitudes moyennes d'accumulation et d'ablation sont donc supérieures, en valeur absolue, au seuil **S** sur une majorité de points. Les maxima d'accumulation sont enregistrés en bas et en haut de la coulée **B** (Fig. 4.22). Les amplitudes atteignent alors une dizaine de mètres. L'ablation est maximale sous l'escarpement principal de la zone **A**, avec des amplitudes de 15 à 20 m. Les vitesses moyennes d'ablation sont supérieures aux vitesses moyennes d'accumulation. Cependant, après correction, le bilan de volume obtenu est excédentaire. Le foisonnement lié à la mise en place des coulées

peut éventuellement expliquer cet excédent de matière. Les volumes déplacés sont supérieurs au million de m<sup>3</sup> (Tab. 4.15). Les volumes accumulés entre 1988 et 2000 correspondent aux volumes mobilisés dans les coulées.

Entre 1995 et 2000, la coulée enregistre des déplacements de l'ordre de 1 cm/j. Cependant, les variations verticales de la topographie restent inférieures au seuil **S**, en valeur absolue : la zone est donc en transfert. La surface **A** est majoritairement en ablation. Cependant, une surface d'accumulation localisée sous l'escarpement principal est visible. Des maxima d'accumulation de 10 m environ sont enregistrés dans cette zone et en haut de la coulée **B**. Les maxima d'ablation sont enregistrés sous l'escarpement principal, qui a reculé par rapport à sa position de 1988. La coulée **D**, enregistre une perte de matière par ablation (Fig. 4.22). Le bilan de volume corrigé est déficitaire (Tab. 4.15). L'érosion et l'évacuation de matériel par le torrent, au bas de la coulée, peuvent expliquer cette observation.

L'étude des variations verticales de la topographie met en évidence les comportements différents des zones **A**, **B** et **D**. Cependant, la zone **C** n'est pas individualisée. Elle se comporte en effet comme la surface **A**.

Tableau 4.15 : Caractéristiques des variations verticales de la topographie du glissement de la Valette

	1988-1995	1995-2000
Différentiels topographiques		
<b>Moyenne différentiel positif</b>	(m) 3.49	3.08
	(cm/j) 0.14	0.17
<b>Moyenne différentiel négatif</b>	(m) -5.39	-3.30
	(cm/j) -0.21	-0.18
<b>Moyenne du différentiel total</b>	(m) -0.75	-0.50
	(cm/j) -0.03	-0.03
Bilans de Volume		
<b>Volume positif (m<sup>3</sup>)</b>	1 121 616	833 451
<b>Volume négatif (m<sup>3</sup>)</b>	- 1 590 022	- 1 142 943
<b>Bilan de volume (m<sup>3</sup>)</b>	-468407	-309 492
<b>Bilan de volume corrigé (m<sup>3</sup>)</b>	723 545	-879 111

### 3.2.3. Champs de déplacements

La vitesse moyenne des déplacements est constante entre 1988 et 2000 avec 1 cm/j. La composante horizontale du déplacement est deux fois supérieure à la composante verticale. Les directions s'écartent de 3° environ, vers le Sud, de la direction de la ligne de plus grande pente (Tab. 4.16).

Des changements importants de l'état de surface sont observés entre 1988 et 1995, particulièrement dans la zone de la coulée **B**. En effet, celle-ci se développe vers le bas du versant entre ces deux dates, venant recouvrir les terrains stables. La corrélation automatique a donc permis d'enregistrer des déplacements uniquement sur les surfaces **A** et **C**, entre 1988 et 1995 (Fig. 4.24). La vitesse maximale des déplacements est enregistrée en bas de la zone **A**, avec une valeur supérieure à 3.2 cm/j. Les directions de déplacements sont parallèles à la direction de la ligne de plus grande pente, exceptée à l'Est de la zone **C**, au niveau du « Rocher Blanc », où les directions suivent les pentes locales orientées vers le Sud Est (Fig. 4.24).

Entre 1995-2000, la coulée conserve son aspect de surface et la corrélation permet donc d'extraire les champs de déplacement sur tout le glissement. Les maxima des déplacements sont enregistrés au sommet du glissement, sous l'escarpement principal de la zone **A**, et dans la partie Ouest de la zone **C**, avec des vitesses supérieurs à 2.4 cm/j. Les vitesses diminuent du haut vers le bas des coulées dans les zones **B** et **D**. Elles sont par contre homogènes latéralement sur les deux coulées. La carte des vitesses de déplacement montre une zone stable linéaire en bas de la coulée **B** : c'est le promontoire de Terres Noires, autour duquel s'écoule la coulée. Dans la zone **C**, la partie Ouest est affectée par des mouvements cohérent avec la zone **A**. Par contre la partie Est enregistre des déplacements faibles, inférieurs à 1.2 cm/j. Les directions de déplacements sont parallèles à la ligne de plus grande pente du versant, exceptées au niveau du « Rocher Blanc » où elles suivent les pentes locales orientées vers le Sud Est (Fig. 4.24).

Les champs de déplacements sont caractéristiques des surfaces **A**, **B** et **D**. Par contre, la zone **C** est affectée par des déplacements cohérents avec la zone **A** à l'Ouest. Elle est par contre des mouvements beaucoup plus faibles dans la zone Est.

Tableau 4.16 : Caractéristiques des champs de déplacement du glissement de la Valette

	1988-1995	1995-2000
<b>Direction moyenne</b>	-3.75	-2.88
<b>Amplitude moyenne</b>	28.13	16.93
- en m	1.11	0.94
- en cm/j		
<b>Amplitude moyenne planimétrique</b>	25.01	15.01
- en m	0.98	0.83
- en cm/j		
<b>Amplitude moyenne altimétrique</b>	11.86	7.61
- en m	0.47	0.42
- en cm/j		

#### 4. Conclusion

Les produits dérivés des MNT ont permis de suivre l'évolution de deux glissements de terrain des Alpes du Sud française. Les variations verticales de la topographie et les amplitudes de déplacements sont mesurées avec une précision de quelques mètres, sur des intervalles de temps de 3 à 9 ans.

Sur le glissement de la Clapière, les outils de suivi morphologique et cinématique des zones instables ont été validés grâce aux données bibliographiques disponibles et aux données de la distancemétrie laser. Les principales évolutions du glissement, connues sur la période 1974-1999, sont confirmées par les données de la télédétection. L'étude a également mis en évidence la stabilité de la structure topographique du versant au cours du temps. Elle a permis de carter les zones d'ablation et d'accumulation du glissement, qui soulignent le comportement stationnaire du glissement au cours du temps. L'étude des champs de déplacement a mis en évidence l'évolution de la distribution des vitesses au cours du temps : si l'Est se déplaçait plus rapidement que l'Ouest avant 1988, c'est la zone Ouest qui est désormais affectée par les déplacements les plus rapides. Enfin, la confrontation des données de variations verticales de la topographie et des champs de déplacement a mis en évidence la tendance à l'accumulation du glissement parallèlement à l'intensification des déplacements.

Sur le glissement de la Valette, l'étude des données extraites des MNT permet de distinguer 4 zones à partir des observations lithologiques, morphologiques et topographiques. Par contre, les variations verticales de la topographie et les champs de déplacements ne permettent d'isoler clairement que les zones A, B et D. La partie Ouest de la zone C se comporte de manière similaire à la zone A., et la partie Est, est caractérisée par des déplacements plus faibles. Cette distribution des déplacements rejoint les observations réalisées par interférométrie radar par Squarzoni et al. (2003). La partie Ouest de la zone C est donc associée à la zone A, en fonction de son comportement cinématique. Seule la partie Est de la zone C se comporte de manière indépendante de la zone A. La zonation topographique, morphologique et lithologique ne rend donc pas toujours compte du comportement cinématique du glissement de la Valette.

## **Chapitre 5 : Caractérisation de la surface de rupture des glissements de terrain de La Clapière et de La Valette**



## 1. Introduction

En surface, l'activité d'un glissement de terrain se manifeste par des variations verticales de la topographie et par des déplacements. Ces mouvements sont contrôlés par des paramètres externes au glissement, tels que les précipitations, l'érosion, le ruissellement, et par des paramètres internes parmi lesquels la géométrie de la surface de rupture et son évolution spatio-temporelle jouent un rôle prépondérant.

La profondeur et la géométrie de la surface de rupture peuvent être appréhendées directement grâce à des forages (*Scullin, 1994*) ou indirectement, à partir d'investigations géophysiques (*Bogoslovski et Ogilvy, 1977; Mauritsch et al., 2000; Israil and Pachauri, 2003*). Cependant, ces techniques sont coûteuses et nécessitent la présence d'opérateurs sur le terrain, ce qui n'est pas toujours envisageable sur les zones instables. De plus, les résultats obtenus ne permettent de caractériser qu'une surface limitée dans l'espace, sur un intervalle de temps défini. Ces données doivent ensuite être interpolées afin de caractériser toute la surface instable, sur des intervalles de temps plus étendus (*Maquaire et al., 2001*).

Un moyen original de caractériser la surface de rupture est d'utiliser les données enregistrées en surface, telles que les champs de déplacements et les variations verticales de la topographie (*Hutchinson, 1983 ; Bishop, 1999*). Des coupes équilibrées ont ainsi déjà été utilisées afin d'évaluer la profondeur de la surface de rupture d'un glissement (*Ehlert, 1986*), en s'appuyant sur les déplacements moyens enregistrés en surface et sur les volumes de matière soustraits. Cependant, seul le cas des glissements en translation a été étudié (*Bishop, 1999*). Fruneau et al. en 1996 ont générés des interférogrammes synthétiques à partir de modèles cinématiques et mécaniques, qui rendent compte de différentes géométrie de la surface de rupture. En comparant ces interférogrammes synthétiques aux interférogrammes calculés, les auteurs ont proposé un modèle de la surface de rupture du glissement de la Clapière. Cependant, ces modèles s'appuient sur des observations réalisées avec une résolution temporelle de 3 jours seulement. Sur ces intervalles temporels faibles, les déplacements mesurés sont fortement dépendants de facteurs externes au glissement. De plus, aucune distinction n'est faite entre les processus superficiels et profonds. Il se peut donc que ce modèle ne rende pas compte du comportement à long terme de la surface de rupture de ce glissement.

La méthodologie présentée au chapitre 2 permet d'accéder à la fois aux champs de déplacement et aux variations verticales de la topographie et ce, sur toute la surface du glissement, avec une résolution spatiale métrique et une résolution temporelle de quelques années. Ces données sont maintenant utilisées afin de caractériser la géométrie de la surface de rupture de ces deux glissements de terrain, et son évolution spatiale et temporelle. Une étude



qualitative est d'abord proposée, puis des modèles géométriques simples sont développés, afin d'imager la surface de rupture.

## 2. Caractérisation qualitative de la surface de rupture

### 2.1. Modèles conceptuels

Deux types de glissements sont distingués en fonction de la géométrie de la surface de rupture (Varnes, 1978). Un glissement en translation est caractérisé par une surface de rupture plane ou quasi-plane sur laquelle le matériel est déplacé par translation (Fig. 5.1a). Dans ce cas, la surface de rupture conserve souvent un aspect listrique dans la partie sommitale du glissement, qui est alors qualifié de glissement composé dans certaines classifications (Hutchinson, 1988; Cruden and Varnes, 1996) (Fig. 5.1a). Un glissement en rotation est, pour sa part, caractérisé par une surface de rupture incurvée sur laquelle le matériel est déplacé par rotation (Fig. 5.1b).

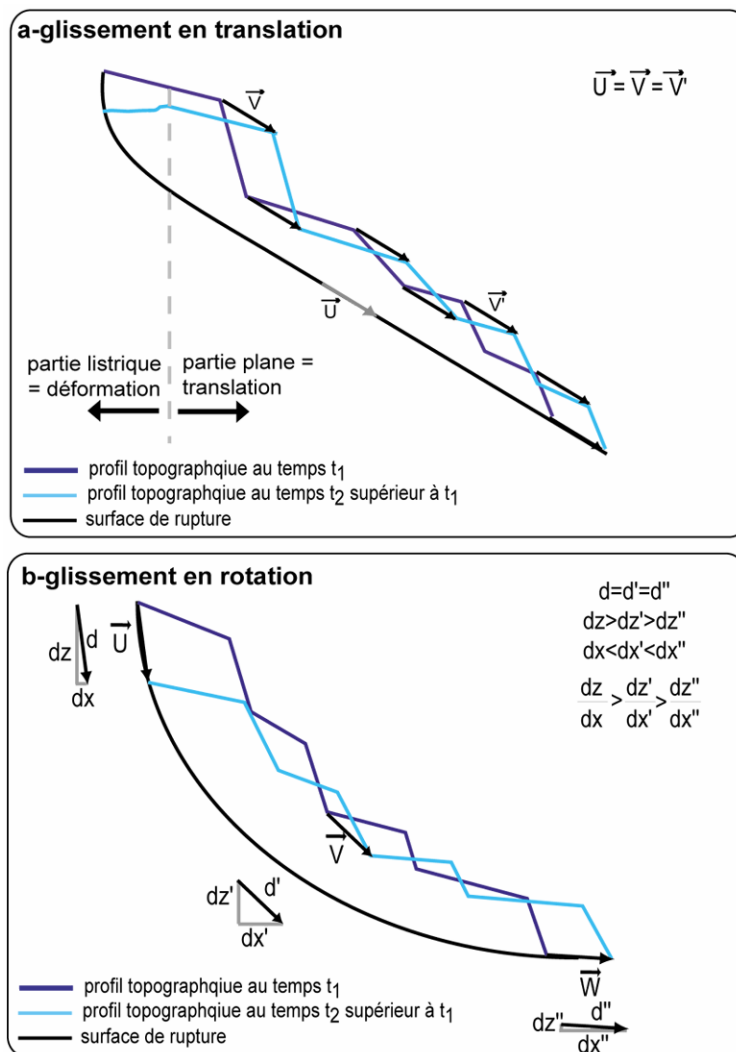


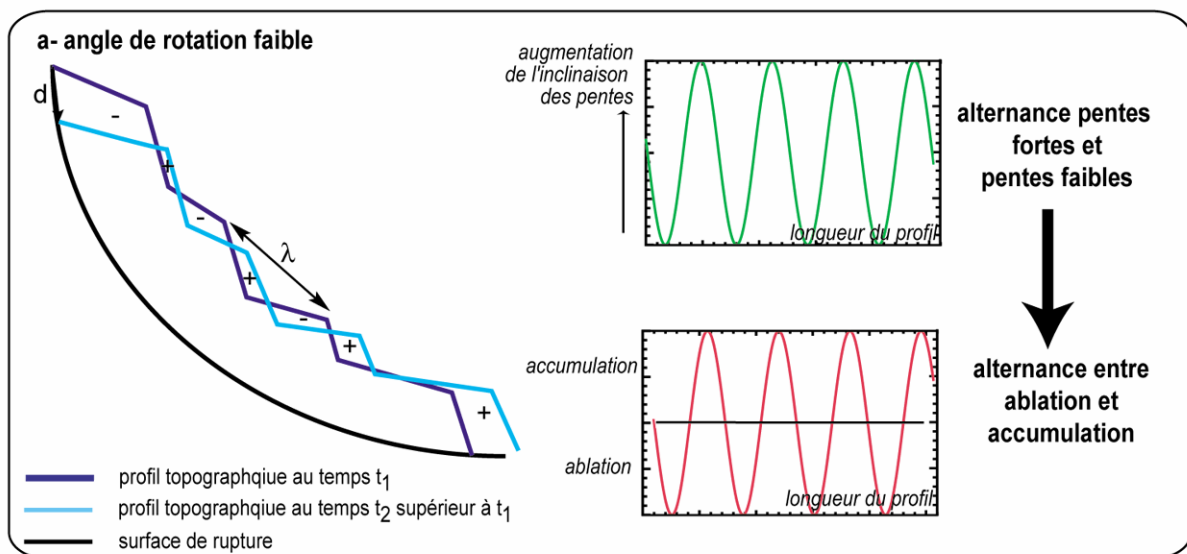
Figure 5.1 : Glissement en (a) translation et (b) en rotation.

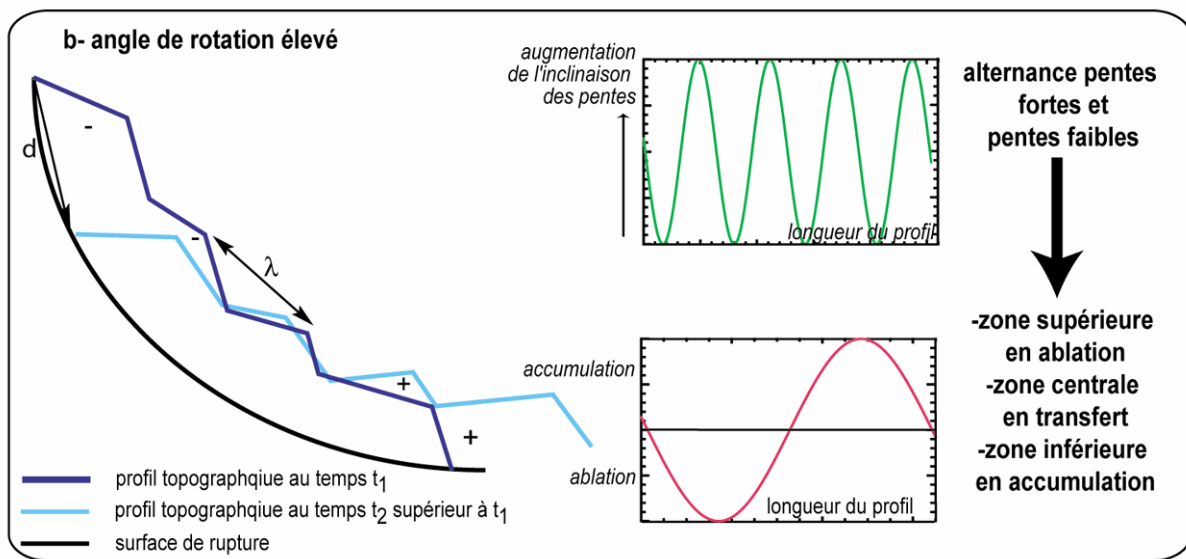
La distribution des vecteurs déplacement et des variations verticales de la topographie est fonction de la géométrie de la surface de rupture (*Hutchinson, 1983*). Considérons une coupe longitudinale d'un glissement depuis l'escarpement principal jusqu'au front. Si la surface de rupture de ce glissement est plane et que le matériel se déplace par translation uniforme, les vecteurs déplacement sont tous égaux en chaque point du profil (Fig. 5.1a).

Par contre, si la surface de rupture est circulaire et que le matériel se déplace par rotation, le rapport entre la composante verticale et la composante horizontale des vecteurs déplacement décroît depuis le sommet jusqu'au front du glissement (*Dikau, 1996* - Fig. 5.1b). Dans l'hypothèse où la déformation interne est négligeable entre la surface de rupture et la surface topographique, la norme des vecteurs déplacements est alors constante sur toute la longueur du profil (Fig. 5.1b).

Dans un glissement en rotation, la distribution des variations verticales de la topographie est fonction de la structure topographique du versant et de l'intensité de la rotation. Considérons un versant caractérisé par une longueur d'onde topographique du même ordre de grandeur que l'amplitude des déplacements. Dans l'hypothèse où la déformation interne est négligeable et où angle de rotation est faible, les variations verticales de la topographie soulignent la structure du versant, par l'alternance de surfaces d'ablation et d'accumulation de matière (Fig. 5.2a). Lorsque l'angle de rotation devient plus important, trois zones sont visibles sur le glissement : une zone supérieure en ablation, une zone centrale en transfert et une zone basale en accumulation (Fig. 5.2b).

Figure 5.2 (ci-après) : Distribution des variations verticales de la topographie dans un glissement en rotation pour un angle de rotation (a) faible et (b) fort.  $\lambda$  est la longueur d'onde topographique et  $d$  le déplacement en surface.





La pente de la surface de rupture d'un glissement en rotation diminue du haut vers le bas du versant. En conséquence, la force motrice du déplacement diminue le long du profil. En surface, ce comportement se traduit par une décroissance des amplitudes des déplacements totaux, depuis le sommet vers le front du glissement (*Dikau, 1996*). De plus, si le volume de matière en mouvement est constant au cours du temps, la partie basse du glissement se déforme ce qui se traduit par un gonflement du pied du glissement, une déstructuration de la surface topographique et une réduction de l'étendue de la zone de transfert.

## 2.2. Application des modèles conceptuels au glissement de la Clapière

La caractérisation de la surface de rupture de la Clapière est réalisée en appliquant les modèles conceptuels aux cartes de déplacement et aux MNT différentiels, calculés sur ce glissement entre 1974 et 1999. L'étude est réalisée à partir des données de surface représentatives des processus profonds. La distinction entre les processus superficiels a été réalisée au chapitre 4, à partir des orthoimages et des cartes de vitesses de déplacement. Les deux principales surfaces affectées par des processus superficiels, sur le glissement de la Clapière, sont localisées dans la partie inférieure du glissement : ce sont les éboulis visibles sur les flancs Est et Ouest de la Clapière. La caractérisation de la surface de rupture est d'abord réalisée sur le corps principal du glissement puis sur le glissement supérieur sommital. La géométrie de la surface de rupture est déterminée, puis son évolution spatiale et temporelle est discutée. La déformation interne entre la surface de rupture et la surface topographique est supposée négligeable pour cette étude.

## 2.2.1. Caractérisation et évolution de la surface de rupture du glissement principal

### Géométrie de la surface de rupture

D'après les cartes de déplacement, les vecteurs déplacement ne sont pas tous égaux sur la surface du glissement. Par contre, le rapport entre la composante verticale et la composante horizontale des déplacements 3D diminue du haut vers le bas du glissement (Fig. 5.3b). La surface de rupture de ce glissement serait donc circulaire, ce qui est en accord avec la bibliographie (Follacci, 1987).

L'amplitude totale des déplacements diminue du haut vers le bas du glissement (Fig. 5.3a) et le pied du glissement enregistre un gonflement important visible sur les MNT différentiels (Fig. 5.4c). De plus, la surface de la zone en transfert au centre du glissement est bien inférieure aux surfaces des zones d'ablation et d'accumulation. Ces observations suggèrent un comportement en rotation non uniforme du glissement, qui se matérialise par de la déformation au pied du versant.

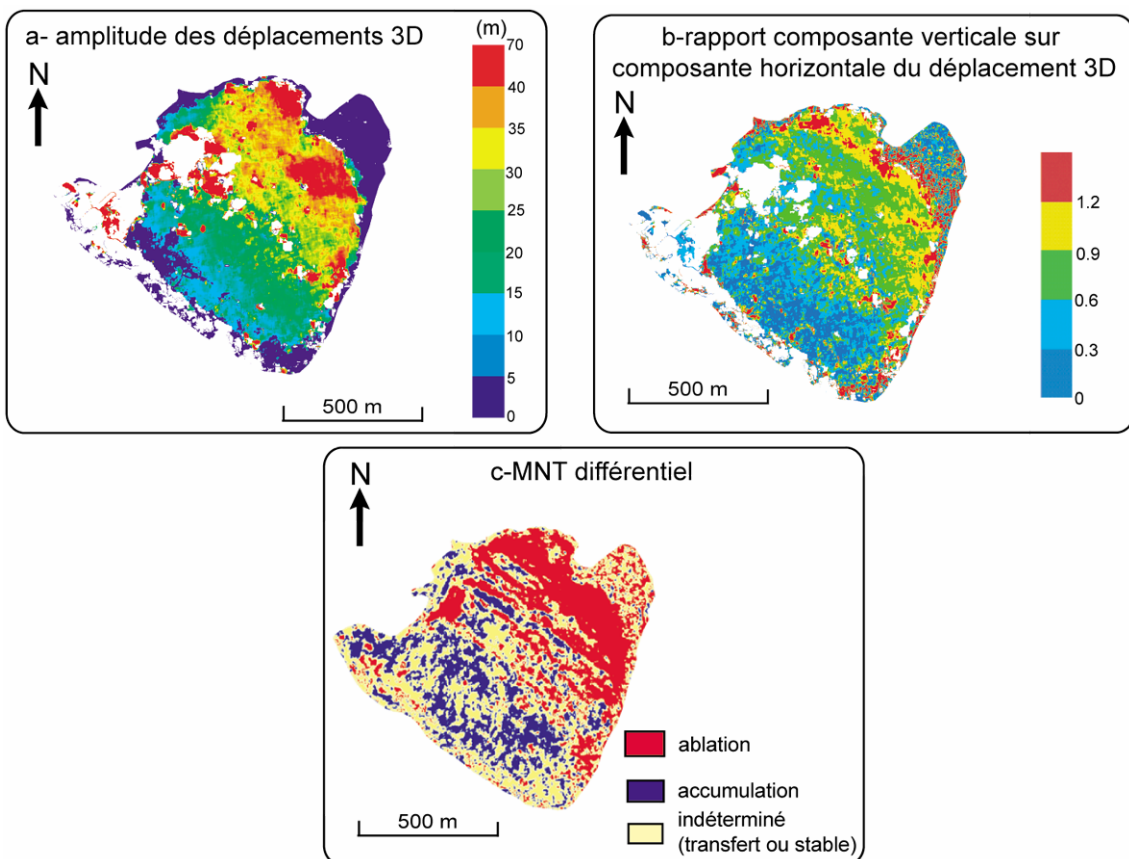


Figure 5.3 : Distribution (a) des amplitudes des déplacements 3D, (b) des rapports entre la composante verticale et la composante horizontale des déplacements 3D et (c) des variations verticales de la topographie sur le glissement de la Clapière. Exemple de l'intervalle 1974-1983. Notons que les mêmes constatations sont faites sur tous les intervalles de temps de l'étude.

### **Angle de rotation**

L'intensité de la rotation est étudiée à partir de la distribution des valeurs des MNT différentiels, en fonction de la structure du versant de la Clapière. Les cartes des pentes soulignent la structure en gradins, de taille décimétrique, des zones supérieures et intermédiaires du glissement. Cette structure confère une longueur d'onde caractéristique décimétrique au versant. Les amplitudes des déplacements de surface, sur des intervalles de temps de 3 à 9 ans, sont du même ordre de grandeur que cette longueur d'onde topographique.

La répartition des valeurs des variations verticales de la topographie est étudiée le long de deux profils, localisés respectivement à l'Ouest de la partie supérieure et à l'Est des parties supérieures et intermédiaires du glissement de la Clapière. La répartition des valeurs des MNT différentiels est comparée aux pentes locales de la topographie le long du même profil. La distribution des zones en ablation et en accumulation est parfaitement corrélée aux variations des pentes locales entre 1974 et 1983 (Fig. 5.4a). Cette corrélation disparaît entre 1983 et 1988 (Fig. 5.4b) et n'est plus visible le long du profil A jusqu'en 1999. En effet, la mise en place d'un escarpement secondaire (ES2) dans la partie supérieure du glissement a provoqué une modification de la surface topographique et la disparition de la structure en gradins dans cette zone. Par contre, la corrélation entre les surfaces d'ablation et d'accumulation et les pentes locales est de nouveau observée le long du profil B, dans la zone intermédiaire du glissement, après 1988. Elle reste visible jusqu'en 1999 (Fig. 5.4c). Lorsque la corrélation entre les variations verticales de la topographie et les pentes locales n'est pas visible entre 1983 et 1988, le matériel déplacé se répartit en trois surfaces : une surface d'ablation continue entre EP et ES1, une petite surface de transfert entre ES1 et BI, et une surface d'accumulation continue de BI au front du glissement (Fig. 5.4b).

Les relations entre les surfaces d'accumulation et d'ablation et la structure topographique du versant observées au cours du temps suggèrent que :

- l'angle de rotation a augmenté de manière importante sur la période 1983-1988, par rapport à la période 1974-1983
- cet angle est ensuite plus faible à partir de 1988.

L'augmentation de l'angle de rotation entre 1983 et 1988 est associée au pic d'activité du glissement enregistré en 1987. Par contre, l'augmentation des vitesses de déplacement entre 1991 et 1995 n'est pas associée à une modification de la distribution du matériel accumulé et soustrait. L'angle de rotation ne semble donc pas avoir augmenté sur cet intervalle de temps.

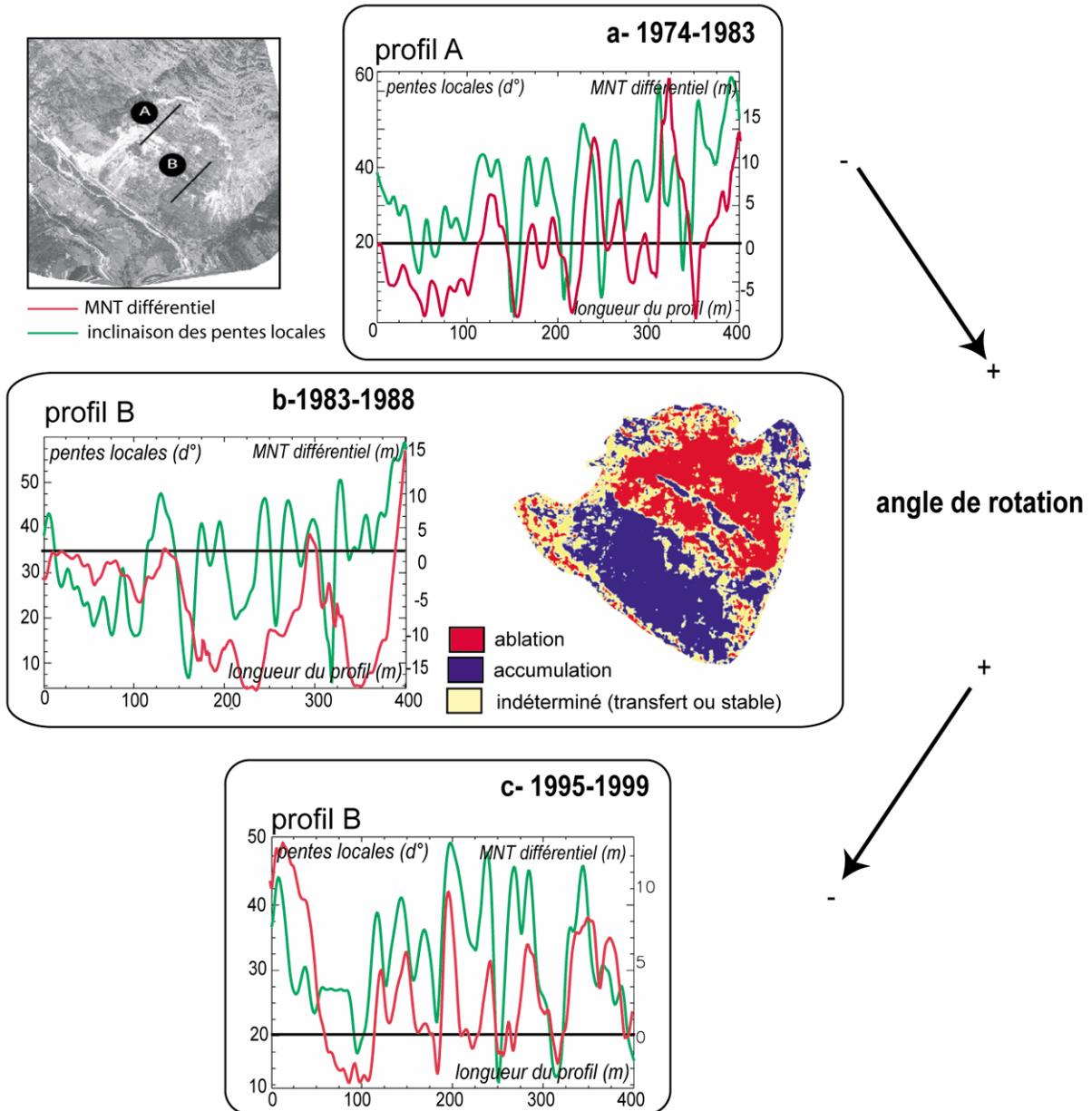


Figure 5.4 : Distribution des variations verticales de la topographie en fonction de l'angle de rotation sur les périodes (a) 19874-1983, (b) 1983-1988 et (c) 1995-1999.

### **Evolution spatio-temporelle de la surface de rupture**

D'après le modèle conceptuel de Follacci réalisé en 1987, la surface de rupture du glissement de la Clapière serait plus étendue dans la partie Est que dans la partie Ouest du glissement. Elle s'étendrait de l'escarpement principal jusqu'au front du glissement à l'Est, et de l'escarpement principal à la barre d'Iglière à l'Ouest. Les champs de déplacements et les MNT différentiels sont utilisés afin de discuter ce modèle, et d'étudier l'évolution de la surface de rupture après 1988.

Avant 1983, l'étude cinématique en surface montre (Fig. 5.5):

- une dissymétrie dans la distribution des vitesses de déplacement dans la partie inférieure du glissement : la partie Est se déplace plus rapidement que la partie Ouest. La surface stable est également plus étendue à l'Ouest qu'à l'Est (Fig. 5.5a).
- une surface (notée **A** sur la figure 5.5b) enregistre des déplacements dont la direction s'écarte de plus de 10° de la direction de la ligne de plus grande pente, dans la partie Ouest de la zone intermédiaire du glissement. De plus, ces déplacements ne suivent pas les directions des pentes locales sur cette surface. Les directions de déplacement sur le reste du glissement sont quasi parallèles à la direction de la ligne de plus grande pente.
- dans la partie Ouest de la zone inférieure du glissement, les variations verticales de la topographie sont faibles et en majorité inférieures, en valeur absolue, au seuil de précision **S** du MNT différentiel (Fig. 5.5c). Les processus superficiels dominent sur cette surface et aucune donnée de déplacement n'a été enregistrée par corrélation automatique. Cette zone est donc soit stable, soit affectée par des processus superficiels qui mobilisent de faibles épaisseurs de matériels, soit affectée par de faibles variations verticales de la topographie associées à des processus profonds.

Les MNT différentiels et les champs de déplacement observés pour la période post-1988 montrent que (Fig. 5.5) :

- entre 1988 et 1991, les vitesses de déplacement sont symétriques entre l'Est et l'Ouest dans la zone inférieure du glissement. Après 1991, les déplacements sont plus rapides dans la partie Ouest de la zone inférieure que dans la partie Est.
- des variations verticales positives de la topographie, supérieures au seuil S de précision des MNT différentiels, sont enregistrées à partir de 1991 sur l'éboulis Ouest de la zone inférieure. Dans le même temps, les déplacements enregistrés sur les surfaces éboulées deviennent cohérents avec les vitesses enregistrées sur les surfaces alentours. La zone éboulée Ouest semble donc impliquée dans un mouvement d'ensemble profond à partir de 1991.
- Dès 1988, les directions de déplacement sont homogènes sur tout le glissement et dirigées selon la direction de la ligne de plus grande pente. Elles ne s'en écartent pas de plus de 5° en valeur absolue.

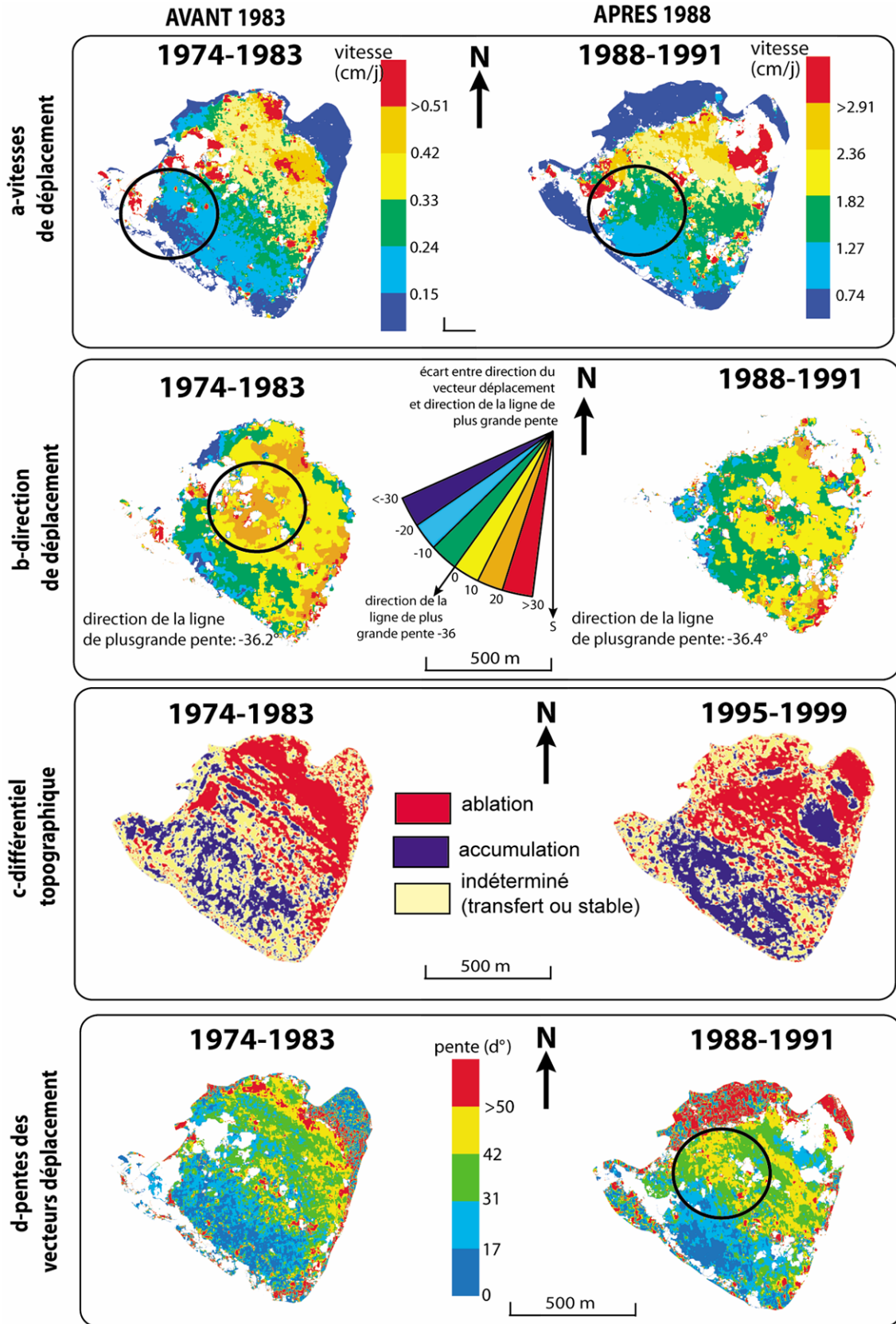


Figure 5.5 : Evolution spatio-temporelle de la surface de rupture du glissement principal de la Clapière



Ces observations permettent de conclure que :

- avant 1983, la barre d'Iglière limite les déplacements dans la partie Ouest du glissement. La zone inférieure Ouest n'est alors pas impliquée dans le mouvement d'ensemble profond. Seul un éboulis actif est visible. A l'Est, la barre d'Iglière ne limite pas les déplacements. Elle est impliquée dans le mouvement d'ensemble. Ces constatations sont en accord avec le modèle conceptuel de Follacci (1987).

- après 1988, la barre d'Iglière est impliquée dans le mouvement d'ensemble profond à l'Ouest. Elle ne limite plus les déplacements dans cette partie du glissement.

La zone centrale, affectée par des accidents tectonique N20, peut accommoder le différentiel de déplacement entre les parties Est et Ouest du glissement, au cours du temps.

Dans l'hypothèse où (1) la vitesse de déplacement d'un point du glissement est indépendante de sa distance au plan de rupture et où (2) la déformation interne du matériel glissé est négligeable, la pente des vecteurs déplacement mesurée en un point du glissement est égale à la pente de la surface de rupture sous ce point. Les cartes des pentes des vecteurs déplacements montrent (Fig. 5.5d) :

- qu'avant 1983, les pentes des vecteurs déplacements diminuent du haut vers le bas du glissement, depuis l'escarpement principal jusqu'au front. Cette observation suggère une surface de rupture circulaire, sur laquelle le matériel est déplacé par rotation.

- après 1988, des vecteurs déplacement fortement pentés sont observés au niveau de la barre d'Iglière. Cette observation peut s'expliquer par le développement d'une nouvelle surface de rupture au niveau de la barre d'Iglière, ou par la propagation de la surface de rupture préexistante sous la barre d'Iglière. La barre d'Iglière est alors impliquée dans le mouvement d'ensemble sur toute la largeur du glissement.

L'étude des pentes des vecteurs déplacement appuie l'hypothèse selon laquelle la surface de rupture s'étend de l'escarpement principal au front du glissement dans la partie Est du glissement. Cette surface n'aurait pas évoluée au cours du temps. Par contre, la surface de rupture se propage sous la barre d'Iglière dans la partie Ouest du glissement, entre 1983 et 1988. Avant 1983, un contrôle structural des déplacements était intervenait à l'Ouest, la barre d'Iglière faisant rempart aux mouvements. Après 1988, ce contrôle structural disparaît.

Le changement de comportement du glissement, qui intervient entre 1983 et 1988, peut être relié au pic d'activité du glissement en 1987 (*Follaci, 1988, Follacci, 1999*). Au cours de cette période des déplacements de plus de 10 cm/j sont enregistrés et un escarpement de direction N90 se développe dans la partie supérieure Ouest (ES2) du glissement. Sa mise en place entraîne la stabilisation de la surface comprise entre l'escarpement principal et ES2. Ces changements

importants dans la structure du glissement peuvent avoir modifiés l'état de contrainte du glissement (*Follaci et al., 1988b*). Ces changements se seraient soldés par une modification de la géométrie de la surface de rupture et par la mise en mouvement de la barre d'Iglière (*Casson et al., soumis*).

La modélisation réalisée par Fruneau et al. en 1996, montre que le modèle qui rend le mieux compte de la distribution des déplacements mesurés par interférométrie radar est le modèle constitué par une surface de rupture plane, avec des vitesses qui diminuent d'Ouest en Est sur le glissement. La décroissance des vitesses est bien observée dans notre cas. Cependant, notre étude privilégie une surface de rupture circulaire sur laquelle le matériel est déplacé par rotation. Les modèles de Fruneau et al. (1996) rendent compte du comportement du glissement sur une échelle temporelle de quelques jours. Les processus superficiels peuvent masquer les processus profonds sur une telle échelle de temps. Les modèles de Fruneau et al. (1996) montrent des déplacements cohérents sur toute la surface du glissement, y compris les zones affectées par des processus superficiels. Dans notre cas, à l'échelle de plusieurs années, les déplacements observés sont dominés par des processus profonds. La différence d'échelle de temps entre les deux études peut expliquer les résultats différents obtenus dans les deux cas.

### **2.2.2. Caractérisation et évolution de la surface de rupture du glissement surimposé supérieur**

Les modèles conceptuels sont ensuite utilisés afin de caractériser la surface de rupture du glissement surimposé sommital (GSS), qui se développe au cours de l'intervalle 1988-1991 et qui poursuit son évolution sur les intervalles suivants.

Les vecteurs déplacements ne sont pas tous égaux sur la surface du GSS. Par contre, le rapport entre la composante verticale et la composante horizontale du mouvement décroît du haut vers le bas du GSS entre 1988 et 1991. Ces observations sont en faveur d'un comportement rotationnel de ce glissement, le long d'une surface de rupture circulaire. Aucune structure topographique caractéristique n'étant visible sur ce glissement, l'étude de la distribution des variations verticales de la topographie ne permet pas d'évaluer l'intensité de la rotation.

Les cartes de déplacements et des MNT différentiels montrent que (Fig. 5.6) :

- entre 1988 et 1995, le rapport entre la composante verticale et la composante horizontale du déplacement et les vitesses de déplacements 3D diminuent du haut vers le bas du GSS. Sur la même zone, une surface d'accumulation se développe conjointement à une surface d'ablation.

- entre 1995 et 1999, une nouvelle surface d'ablation est visible au dessus de la surface d'ablation décrite pour l'intervalle 1988-1995. Elle est associée à une seconde surface d'accumulation. Sur cette surface, le rapport entre la composante verticale et la composante horizontale du déplacement et les vitesses de déplacements 3D diminuent du haut vers le bas.

Ces observations confirment le comportement rotationnel du GSS entre 1988 et 1999. Sur l'intervalle 1995-1999, une structuration du GSS en deux parties, ayant un comportement similaire est visible. Ces observations suggèrent le développement de deux surfaces de ruptures circulaires successives. Une première surface se serait développée entre 1988 et 1991. Puis, le recul de l'escarpement principal aurait entraîné la formation d'une seconde surface de rupture en amont de la précédente entre 1995 et 1999 (Fig. 5.6).

Une étude similaire pourrait être envisagée sur le glissement surimposé basal. Cependant, la résolution métrique des données calculées à partir des clichés IGN, ne permet pas d'appliquer ces modèles conceptuels sur cette surface de moins de 5 ha. Les données DRONE serait mieux adaptées à la caractérisation de ce glissement.

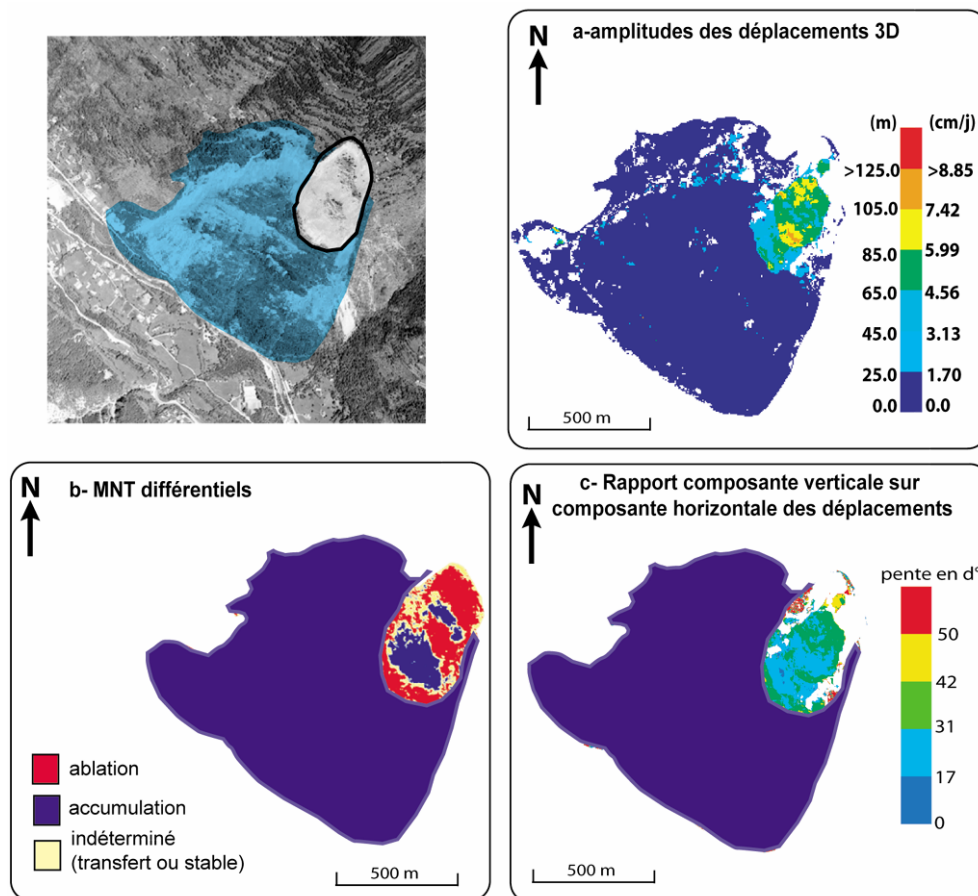


Figure 5.6 : Evolution spatio-temporelle de la surface de rupture du glissement surimposé supérieur.

### 2.3. Application des modèles conceptuels au glissement de la Valette

La caractérisation de la surface de rupture du glissement de la Valette est réalisée uniquement sur l'intervalle 1995-2000. En effet, la corrélation ayant échoué sur une bonne part du glissement entre 1988 et 1995, les champs de déplacements ne peuvent pas être analysés pour cette période. Le suivi historique de l'activité du glissement de la Valette a permis d'isoler trois grandes zones caractérisées par un comportement cinématique différent : il s'agit de la partie haute du glissement composée des surfaces A et de la partie Ouest de la zone C et des deux coulées B et D.

Dans la partie haute du glissement, les vecteurs déplacement ne sont pas tous égaux. Leur amplitude et les rapports entre la composante verticale et la composante horizontale des déplacements diminue du haut vers le bas de cette zone (Fig. 5.7). Une surface de rupture circulaire sur laquelle le matériel est déplacé en rotation est donc privilégiée dans cette zone. Cette surface enregistre une ablation importante. Seules de petites surfaces d'accumulation sont visibles sous l'escarpement principal. Cependant, aucune structure topographique caractéristique n'étant visible dans ce glissement, l'intensité de la rotation n'a pas été évaluée.

Sur les deux coulées, bien que les déplacements totaux aient tendance à diminuer du haut vers le bas du glissement, le rapport entre la composante verticale et la composante horizontale du déplacement reste constante sur la surface des deux coulées (Fig. 5.7). Cette organisation de vecteurs déplacement serait plus en accord avec une surface de rupture quasi plane, sur laquelle le matériel est translaté. La surface B n'enregistre pas de variations verticales de la topographie supérieures, en valeur absolue, au seuil de précision S des MNT différentiels. Les déplacements importants enregistrés sur cette zone suggèrent donc que cette surface est en transfert, ce qui est en accord avec un comportement en translation du glissement. Par contre, la coulée D enregistre des pertes de matières qui peuvent être associées à une progression de la coulée vers l'aval.

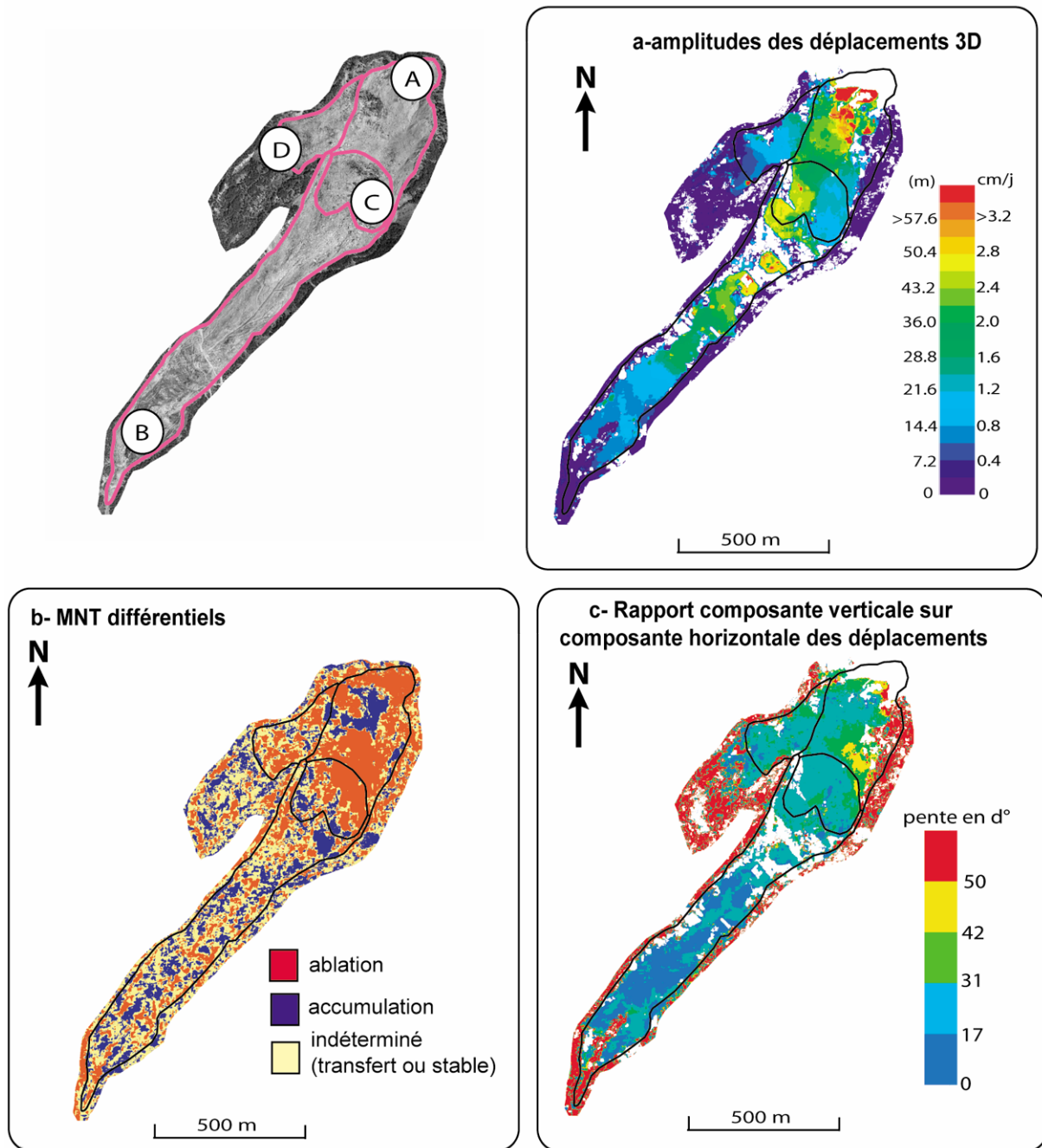


Figure 5.7 : Caractérisation de la surface de rupture du glissement de la Valette.

### 3. Caractérisation quantitative de la surface de rupture

L'étude qualitative des champs de déplacements et des MNT différentiels a permis de caractériser la surface de rupture des glissements de terrain de la Clapière et de la Valette. Ces conclusions sont complétées par une étude quantitative qui doit permettre d'imager la surface de rupture. Des modèles géométriques inverses, calibrés à partir des seules données de surface sont donc développés.

#### 3.1. Développement des modèles inverses

Des MNT différentiels synthétiques sont générés à partir d'une surface de rupture pré-déterminée et des champs de déplacement enregistrés sur le glissement. Le MNT différentiel synthétique est ensuite comparé au MNT différentiel observé. Puis la géométrie de la surface de rupture est ajustée afin de minimiser les résidus entre MNT différentiels observés et MNT différentiels synthétiques.

Trois types de modèles inverses sont utilisés dans cette étude:

- le modèle en translation modélise une surface de rupture plane sur laquelle le matériel est translaté.
- le modèle en rotation modélise une surface de rupture circulaire sur laquelle le matériel est déplacé par rotation.
- le modèle par composition de translations permet de construire une image de la surface de rupture.

Ces modèles supposent que la déformation interne entre la surface topographique et le plan de rupture est négligeable et que la vitesse de déplacement est indépendante de la profondeur en un point donné du glissement. Ces modèles sont développés en deux dimensions le long d'un profil  $(x,z)$ .

##### 3.1.1. Modèle en translation

Dans le modèle en translation, la surface de rupture est un plan incliné d'un angle  $\alpha$ . Cet angle est ajusté, afin de minimiser les résidus entre le MNT différentiel observés et le MNT différentiel synthétique. Soit un profil topographique  $(\mathbf{x},z)$  extrait d'un MNT au temps  $t_1$  (Fig. 5.8). Soit  $\mathbf{M}_1$  un point de ce profil défini par sa position planimétrique  $\mathbf{x}_1$  et son altitude  $z_1$  au temps  $t_1$ . Le déplacement planimétrique  $d\mathbf{x}$  du point  $\mathbf{M}_1$  entre  $t_1$  et  $t_2$  est connu : il est extrait des cartes de déplacements planimétriques obtenues par corrélation automatique. Au temps  $t_2$  le point  $\mathbf{M}_1$  est donc positionné en  $\mathbf{x}_2$  tel que (Fig. 5.8) :

$$x_2 = x_1 + dx \quad (5.1)$$

Le déplacement vertical  $dz$  du point  $M_1$  entre  $t_1$  et  $t_2$  dépend de l'inclinaison  $\alpha$  de la surface de rupture tel que :

$$dz = -dx * \tan \alpha \quad (5.2)$$

L'altitude  $z_2$  du point  $M_1$  au temps  $t_2$  est alors égale à :

$$z_2 = z_1 + dz \quad (5.3)$$

Le MNT différentiel synthétique  $\Delta z_{synt}$ , calculé grâce au modèle en translation, à la position  $x_2$  s'exprime tel que :

$$\Delta z_{synt} = z_2 - z'_{2\_obs} \quad (5.4)$$

avec  $z_2$  l'altitude du point  $M_1$  au temps  $t_2$  obtenue par l'équation (5.3) et  $z'_{2\_obs}$  l'altitude du point positionné en  $x_2$  et extraite du MNT calculé au temps  $t_1$ .

Le MNT différentiel observé  $\Delta z_{obs}$  à la position  $x_2$  est égal à :

$$\Delta z_{obs} = z_{2\_obs} - z'_{2\_obs} \quad (5.5)$$

avec  $z_{2\_obs}$  l'altitude du point  $M_1$  positionné en  $x_2$ , extraite du MNT calculé au temps  $t_2$  et  $z'_{2\_obs}$  l'altitude du point positionné en  $x_2$  et extraite du MNT calculé au temps  $t_1$ .

Le résidu du modèle  $res$  est égal à la différence entre le MNT différentiel observé et le MNT différentiel synthétique soit :

$$res = \Delta z_{obs} - \Delta z_{synt} = z_{2\_obs} - z_2 \quad (5.6)$$

Pour une pente  $\alpha$  donnée, le résidu est calculé en chaque point du profil.

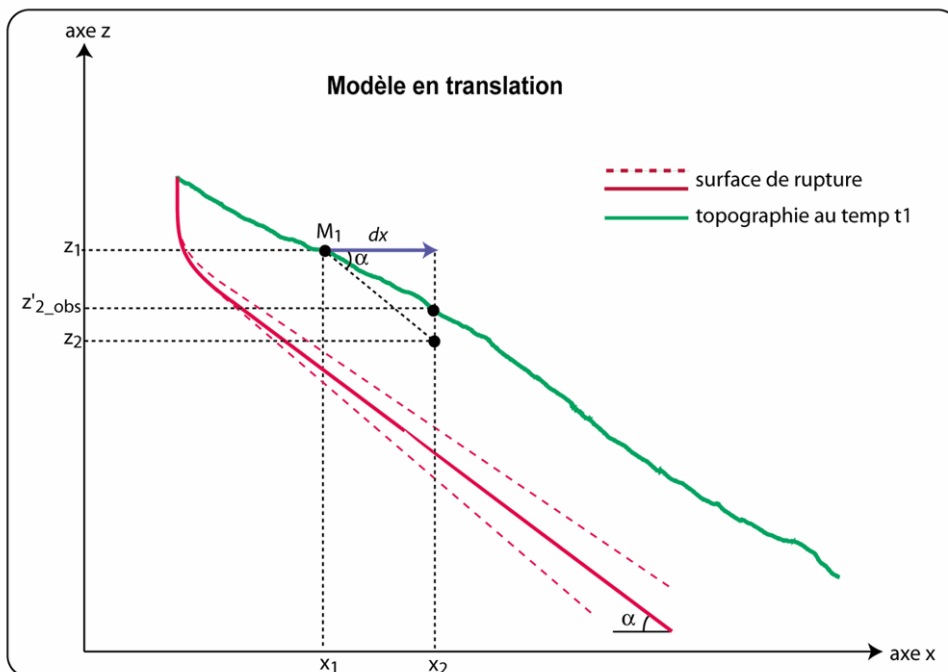


Figure 5.8 : Principe du modèle en translation.

### 3.1.2. Modèle en rotation

Dans le modèle en rotation, la surface de rupture est un arc de cercle caractérisé par son rayon  $R$ . C'est ce rayon qui est ajusté afin de minimiser les résidus entre le MNT différentiel observé et le MNT différentiel synthétique. La profondeur maximale  $P_{\max}$  de la surface de rupture est directement reliée au rayon  $R$  du cercle (Fig. 5.9). Soit un profil topographique  $(\mathbf{x}, \mathbf{z})$  extrait d'un MNT au temps  $t_1$  et  $\mathbf{A}(\mathbf{x}_A, \mathbf{z}_A)$  et  $\mathbf{B}(\mathbf{x}_B, \mathbf{z}_B)$  les positions des extrémités de ce profil considéré, la longueur  $L$  du profil est égale à :

$$L = \sqrt{(x_B - x_A)^2 + (z_B - z_A)^2} \quad (5.7)$$

La profondeur maximale  $P_{\max}$  de la surface de rupture est alors égale à :

$$P_{\max} = R - \sqrt{R^2 - \left(\frac{L}{2}\right)^2} \quad (5.8)$$

La rotation se fait dans le sens de la pente. L'axe de rotation est donc perpendiculaire à la droite  $(\mathbf{AB})$  et passe par le centre de rotation  $\mathbf{C}$ , positionné au centre du cercle de rayon  $R$ . Les coordonnées  $(p, q)$  du centre de rotation  $\mathbf{C}$  s'obtiennent en résolvant le système suivant :

$$\begin{cases} R^2 = (x_A - p)^2 + (z_A - q)^2 \\ R^2 = (x_B - p)^2 + (z_B - q)^2 \end{cases} \quad (5.9)$$

Dans le système 5.9, chaque relation correspond à l'équation du cercle de rayon  $R$  et de centre  $\mathbf{C}$ , appliquée aux points d'ancrage du profil  $\mathbf{A}(\mathbf{x}_A, \mathbf{z}_A)$  et  $\mathbf{B}(\mathbf{x}_B, \mathbf{z}_B)$ .

Soit  $\mathbf{M}_1$  un point du profil topographique, défini par sa position planimétrique  $\mathbf{x}_1$  et son altitude  $\mathbf{z}_1$  au temps  $t_1$ . Le déplacement planimétrique  $d\mathbf{x}$  du point  $\mathbf{M}_1$  entre  $t_1$  et  $t_2$  est extrait des cartes de déplacements planimétriques calculées par corrélation automatique. Au temps  $t_2$ , le point  $\mathbf{M}_1$  est donc positionné en  $\mathbf{x}_2$  par la relation (5.1).

Le repère de rotation est centré au point  $\mathbf{C} (p, q)$ . Son axe des abscisses  $\mathbf{X}_r$  est parallèle à l'axe des abscisses  $\mathbf{x}$  du repère profil et dirigé dans le sens opposé. L'axe des ordonnées  $\mathbf{Z}_r$  est parallèle à l'axe des ordonnées  $\mathbf{z}$  sur repère profil et dirigé dans le sens opposé (Fig. 5.9). Les coordonnées du point  $\mathbf{M}_1 (\mathbf{x}_1, \mathbf{z}_1)$  au temps  $t_1$  et la coordonnée planimétrique  $\mathbf{x}_2$  de  $\mathbf{M}_1$  au temps  $t_2$  sont exprimées dans le repère rotation telles que :

$$\begin{aligned} x'_1 &= p - x_1 \\ z'_1 &= q - z_1 \\ x'_{21} &= p - x_2 = p - x_1 - dx \end{aligned} \quad (5.10)$$

avec  $\mathbf{x}'_1, \mathbf{z}'_1, \mathbf{x}'_2$  les coordonnées  $\mathbf{x}_1, \mathbf{z}_1, \mathbf{x}_2$  définies dans le repère rotation.



La rotation d'angle  $\gamma$  s'exprime alors telle que :

$$\begin{cases} x'_2 = x_1 \cos \gamma - z_1 \sin \gamma \\ z'_2 = x_1 \sin \gamma + z_1 \cos \gamma \end{cases} \quad (5.11)$$

où  $\gamma$  et  $z'_2$  sont les inconnues du système.  $z'_2$  représente l'altitude du point  $M_1$  au temps  $t_2$ , dans le repère rotation.

Dans le repère profil centré en  $CO$ , les coordonnées  $(x_2, z_2)$  du point  $M_1$  eu temps  $t_2$  sont égales à :

$$\begin{aligned} x_2 &= p - x'_2 \\ z_2 &= q - z'_2 \end{aligned} \quad (5.12)$$

Le MNT différentiel synthétique  $\Delta z_{\text{synt}}$  calculé par le modèle en rotation à la position  $x_2$  est donné par la relation (5.4) et le MNT différentiel observé  $\Delta z_{\text{obs}}$  à la position  $x_2$  est fournit par la relation (5.5). Le résidu **res** entre le MNT différentiel observé et le MNT différentiel synthétique est pour sa part fourni par la relation (5.6). Pour un rayon  $R$  et donc une profondeur  $P_{\text{max}}$  donnée, le résidu est calculé en chaque point du profil.

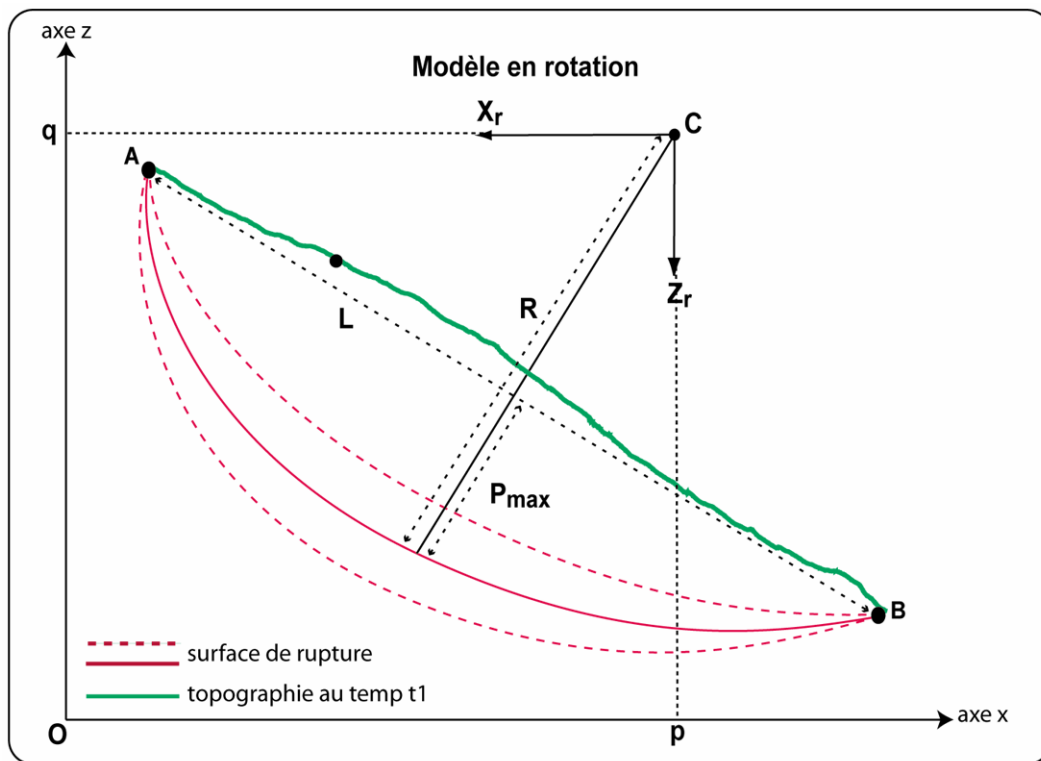


Figure 5.9 : Principe du modèle en rotation.

### 3.1.3. Modèle par composition de translations

Sur une petite surface et pour un angle de rotation faible, un déplacement par rotation peut être assimilé à une translation. En conséquence, afin d'imager la surface de rupture d'un glissement tout en tenant compte de son éventuelle complexité, le modèle en translation est

appliqué à chaque point du profil. L'inclinaison de la surface de rupture est donc calculée en chacun des points du profil. Ces angles sont ensuite intégrés le long du profil afin d'obtenir une image de la surface de rupture. Soit  $x_d$  et  $x_f$  les positions entre lesquelles l'angle  $\alpha$  doit être intégré. Soit  $z_d$  l'altitude de la surface de rupture à la position  $x_d$ . L'altitude  $z_f$  de la surface de rupture à la position  $x_f$  s'obtient par la relation :

$$z_f = z_d + dz \quad (5.13)$$

$$\text{avec } dz = (x_f - x_d) \tan \alpha \quad (5.14)$$

L'intégration débute au point d'ancrage du profil topographique extrait au temps  $t_1$  le plus haut topographiquement, soit le point **A** ( $x_A, z_A$ ). L'intégration est ensuite réalisée entre deux points consécutifs. Deux cas sont à considérer en fonction de la position du point **M** qui suit **A** sur le profil topographique:

- soit la position  $x_{A2}$  du point d'ancrage **A** au temps  $t_2$  est inférieure à la position  $x_M$  du point **M** au temps  $t_1$ ,
- soit la position  $x_{A2}$  du point d'ancrage **A** au temps  $t_2$  est supérieure à la position  $x_M$  du point **M** au temps  $t_1$ ,

Dans le premier cas, la première intégration est réalisée entre la position  $x_{A1}$  du point d'ancrage **A** au temps  $t_1$  et la position  $x_{A2}$  du point d'ancrage **A** au temps  $t_2$ . Dans le second cas, elle est réalisée entre la position  $x_{A1}$  du point d'ancrage **A** au temps  $t_1$  et la position  $x_M$  du point **M** au temps  $t_1$ . L'angle utilisé pour l'intégration est dans les deux cas, l'angle calculé par le modèle à la position  $x_{A1}$  du point d'ancrage **A** au temps  $t_1$ . L'intégration des angles  $\alpha$  est ainsi réalisée entre les points consécutifs du profil topographique extrait du MNT au temps  $t_1$ .

Dans le même temps, la profondeur de la surface de rupture est calculée en chaque point du profil. Elle correspond à la distance entre la surface de rupture et le plan topographique moyen (Fig. 5.10), qui est matérialisée par la droite (**AB**), avec **A**( $x_A, z_A$ ) et **B**( $x_B, z_B$ ) les extrémités du profil topographique au temps  $t_1$ . L'équation de la droite (**AB**) s'obtient en résolvant le système :

$$\begin{aligned} z_A &= a * x_A + b \\ z_B &= a * x_B + b \end{aligned} \quad (5.15)$$

Soit **I** ( $x_I, z_I$ ) un point de la surface de rupture. La profondeur moyenne de la surface de rupture au point **I** correspond à la distance la plus courte entre **I** et (**AB**). La profondeur **P** est donc mesurée sur la perpendiculaire (**D**) à (**AB**) passant par **I** (Fig. 5.10). L'équation de (**D**) s'obtient en résolvant le système suivant :

$$\begin{aligned} aa_1 &= -1 \\ y_I &= a_1 * x_I + b_1 \end{aligned} \quad (5.16)$$

avec  $a$  le coefficient directeur de la droite **(AB)** et  $a_1$  et  $b_1$  les paramètres de l'équation de la droite **(D)**. Les coordonnées du point d'intersection  $J(x,z)$  entre la droite **(D)** et la droite **(AB)** sont obtenues par résolution du système :

$$\begin{aligned} z &= a * x + b \\ z &= a_1 * x + b_1 \end{aligned} \quad (5.17)$$

La profondeur  $P$  correspond alors à la longueur du segment **[IJ]** soit :

$$P = \sqrt{(x - x_I)^2 + (z - z_I)^2} \quad (5.18)$$

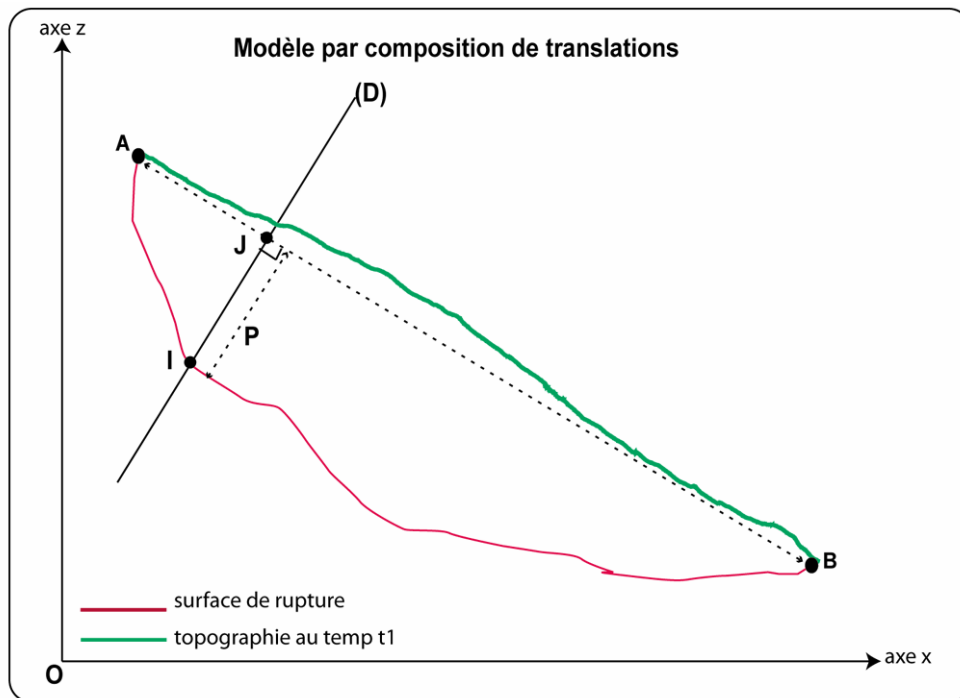


Figure 5.10 : Calcul de la profondeur de la surface de rupture dans le modèle par composition de translations.

### 3.1.4. Représentation des résultats

Pour les modèles en translation et en rotation, les résultats sont représentés de deux manières:

- Pour un profil et un intervalle de temps donnés, les résidus moyens sont représentés en fonction de la variable à estimer. Il s'agit de l'angle de la surface de rupture pour la translation, et du rayon du cercle, directement relié à la profondeur maximale de la surface de rupture, pour la rotation. Le modèle converge lorsque la courbe ainsi représentée présente un minimum. La valeur de la variable associée à ce minimum est alors représentative de la pente ou de la profondeur moyenne de la surface de rupture du glissement modélisé (Fig. 5.11a).

- Les résidus calculés en chaque point du profil sont représentés, pour différentes valeurs des variables, en fonction de leur position sur le profil (Fig. 5.11b). Ces observations permettent de nuancer les résultats obtenus précédemment en étudiant la variation spatiale des résidus le long de chaque profil.

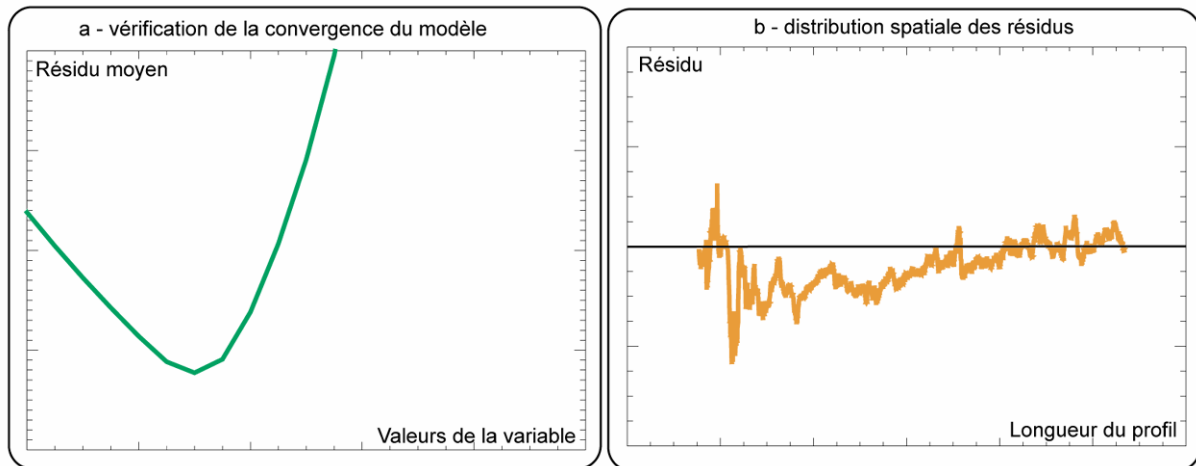


Figure 5.11 : Modes de représentation des résultats des modèles en translation et en rotation.

## 3.2. Application des modèles géométriques au glissement de La Clapière

### 3.2.1. Modélisation de la surface de rupture du glissement principal

La modélisation de la surface de rupture du glissement principal de la Clapière est réalisée sur 7 profils espacés de 100 m. Les 7 profils sont dirigés selon la direction moyenne des déplacements enregistrés sur la zone étudiée (Fig. 5.12). Les trois types de modèles sont successivement testés sur l'ensemble des profils et des intervalles temporels.

La première étape de la modélisation consiste à déterminer la position des points d'ancrage de chaque profil. Cette position n'influence pas les résultats du modèle de translation. Par contre, les coordonnées des points d'ancrage sont utilisées pour calculer les modèles en rotation et intégrer les résultats des modèles par composition de translations. Le point d'ancrage le plus haut topographiquement est noté **A** et le point le plus bas est noté **B**. La position initiale des points d'ancrage est déterminée grâce à l'orthoimage de 1974 et à la carte des amplitudes des déplacements 3D de 1974-1983.

Dans le cas des modèles en translation (Fig. 5.12):

- le point A est localisé sur l'escarpement principal sur tous les profils. C'est le premier point à enregistrer un déplacement, d'après la carte des amplitudes des mouvements.
- le point B est le dernier point à enregistrer un déplacement le long du profil, d'après la carte des amplitudes des mouvements.

La position du point B est ensuite ajustée sur chaque intervalle de temps, grâce aux cartes des amplitudes des déplacements. B doit toujours correspondre au dernier point du profil à enregistrer un déplacement. Dans la partie centrale et Est du glissement, la position de l'escarpement principal est considérée comme stable au cours du temps. En effet, le recul de cet escarpement, observé sur les orthoimages à partir de 1991, est attribué au développement du glissement surimposé sommital, et non pas à l'activité du glissement principal. La position initiale du point d'ancrage A est donc conservée pour les profils 3 à 7 sur tous les intervalles de temps. Dans la part Ouest du glissement, le développement de l'escarpement secondaire de 1987 (ES2) entraîne la stabilisation de la surface comprise entre cet escarpement et l'escarpement principal. A partir de 1988, les profils 1 et 2 sont donc ancrés sur ES2. Après 1995, des déplacements sont de nouveau enregistrés entre ES2 et l'escarpement principal, au niveau du profil 2. Le point d'ancrage A du profil 2 est donc repositionné sur l'escarpement principal entre 1995 et 1999. Les points d'ancrage des modèles en translation sont utilisés pour construire les modèles par composition de translations.

Les points d'ancrage initiaux des modèles en rotation sont identiques aux points d'ancrage initiaux des modèles en translation (Fig. 5.12). Cependant, le modèle en rotation ne permet pas de tenir compte de modifications de la géométrie de la surface de rupture, entre les deux bornes des intervalles temporels étudiés. En conséquence, les points d'ancrage A et B initiaux de tous les profils sont conservés sur tous les intervalles de temps. Par contre, aucun modèle en rotation n'est généré entre 1983 et 1988 pour les profils 1 et 2. En effet le modèle en rotation ne permet pas de tenir compte de la mise en place de l'escarpement secondaire de 1987. A partir de 1988, l'ancrage A des profils 1 et 2 est positionné sur ES2.

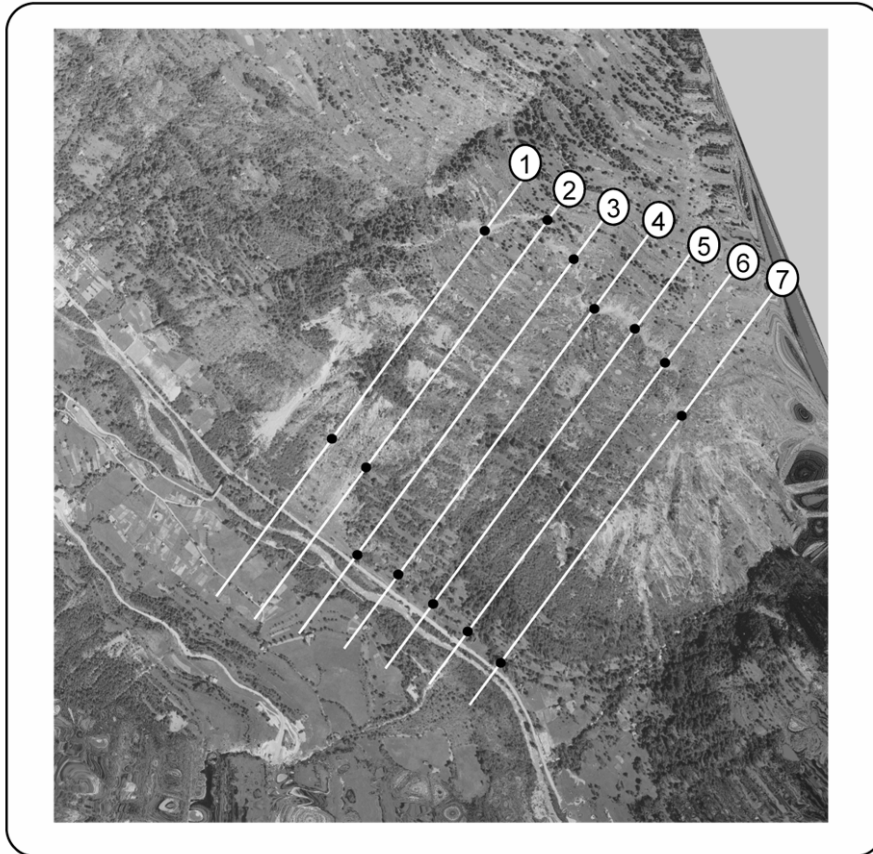


Figure 5.12 : Ancrage initiaux (pastilles noires) des profils sur le glissement principal de la Clapière.

### **Résultats des modèles en translation**

Dans les modèles en translation, les pentes de la surface de rupture comprises en 0 et 90° sont testées avec un pas de 5°. Les résidus moyens entre le MNT différentiel observé et le MNT différentiel synthétique sont représentés en fonction de l'angle de la surface de rupture, pour tous les profils et tous les intervalles de temps. Toutes ces courbes présentent un minimum. Le modèle en translation converge donc pour tous les profils et tous les intervalles de temps. Les résidus minimums, de 4.5 m en moyenne, sont observées pour des pentes de la surface de rupture comprises ente 30° et 40° (Tab. 5.1). Une surface de rupture plane, pentée de 30° à 40° en moyenne, sur laquelle le matériel est translaté, semble donc rendre compte du comportement du glissement principal de la Clapière, à la fois spatialement et temporellement. Les résidus minimums observés sont constants pour tous les profils sur un intervalle de temps donné (Tab. 5.1). Par contre, ces résidus minimums sont plus élevés sur les intervalles 1983-1988 et 1991-1995 que sur les intervalles 1974-1983 et 1995-1999 (Tab. 5.1). Ces deux périodes sont par ailleurs caractérisées par les vitesses de déplacement les plus élevées (Tab. 4.8). Le modèle en

translation restitué donc moins bien le comportement du glissement principal de la Clapière, pendant les périodes où son activité s'intensifie.

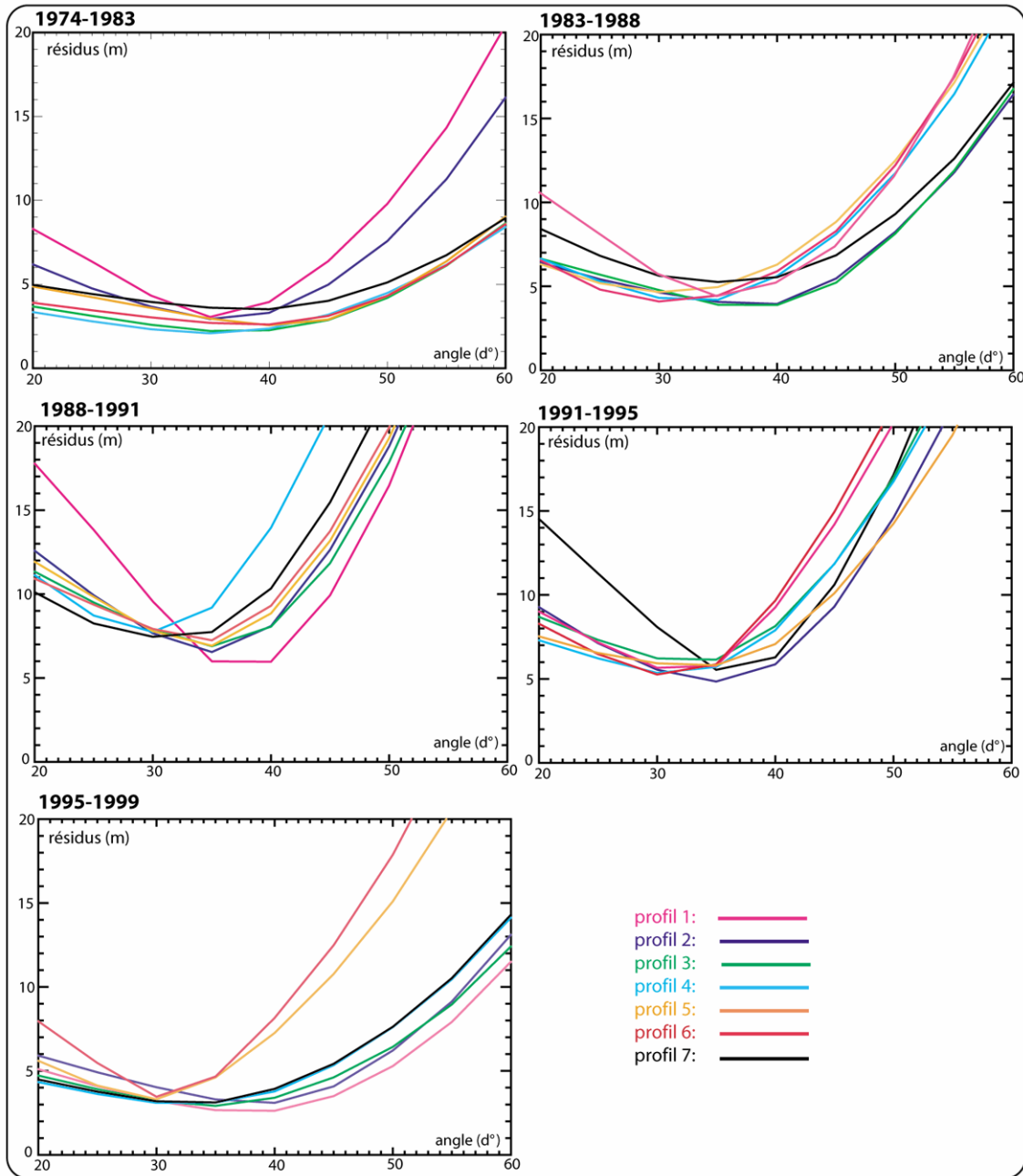


Figure 5.13 : Résidus moyens en fonction de la pente de la surface de rupture, pour le modèle en translation.

Les modèles calculés supposent que la déformation interne est nulle et que la vitesse ne varie pas en fonction de la profondeur. Etant donné ces hypothèses et le pas d'échantillonnage des angles de 5°, les variations de la pente de la surface de rupture de 5 à 10°, observées entre les différents profils et sur les différents intervalles temporels, ne peuvent pas être interprétées en

termes d'évolution spatio-temporelle de la surface de rupture. Cependant, certains profils consécutifs dans l'espace ou dans le temps présentent un comportement similaire (Tab. 5.1) :

- les profils 2, 3 et 4 sont caractérisés par une augmentation de la pente de la surface de rupture entre 1988 et 199, par rapports aux intervalles 1983-1988 et 1991-1995.
- Sur les profils 5, 6 et 7, la pente de la surface de rupture est constante entre 1988 à 1999.
- A partir de 1988 sur les profils 5 et 6, et à partir de 1991 sur le profil 4, la pente moyenne de la surface de rupture diminue par rapport à la pente calculée pour la période 1974-1988.

La pente maximale de la surface de rupture est donc enregistrée entre 1988 et 1991 dans la partie centrale du glissement. Sur la période 1988-1999, la pente moyenne de la surface de rupture est constante dans la partie Est du glissement. IL semble également que la pente de la surface de rupture diminue après 1988 dans la partie Est du glissement.

Tableau 5.1 : Pentes de la surface de rupture et résidus minimums correspondants.

	1974- 1983	1983- 1988	1988- 1991	1991- 1995	1995- 1999	moyenne
Profil 1						
Pente (d°)	35	40	35	35	40	<b>37</b>
Résidus (m)	3.1	6.0	4.4	5.5	2.6	<b>4.3</b>
Profil 2						
Pente (d°)	35	35	40	35	40	<b>37</b>
Résidus (m)	2.9	6.5	3.9	4.8	3.1	<b>4.2</b>
Profil 3						
Pente (d°)	35	35	40	35	35	<b>36</b>
Résidus (m)	2.2	6.7	3.9	6.1	2.9	<b>4.4</b>
Profil 4						
Pente (d°)	35	30	35	30	30	<b>32</b>
Résidus (m)	2.1	7.7	4.2	5.4	3.1	<b>4.5</b>
Profil 5						
Pente (d°)	40	35	30	30	30	<b>33</b>
Résidus (m)	2.6	6.9	4.7	5.7	3.3	<b>4.6</b>
Profil 6						
Pente (d°)	40	35	30	30	30	<b>33</b>
Résidus (m)	2.6	7.2	4.1	5.3	3.5	<b>4.5</b>
Profil 7						
Pente (d°)	40	30	35	35	35	<b>35</b>
Résidus (m)	3.5	7.5	5.3	5.7	3.1	<b>5.0</b>
<b>moyenne</b>						
<b>Pente (d°)</b>	<b>37</b>	<b>34</b>	<b>35</b>	<b>33</b>	<b>34</b>	<b>35</b>
<b>Résidus (m)</b>	<b>2.7</b>	<b>6.9</b>	<b>4.4</b>	<b>5.5</b>	<b>3.1</b>	<b>4.5</b>

Les courbes représentant les résidus calculés en chaque point des profils, en fonction de la pente de la surface de rupture, permettent de suivre la distribution spatiale de ces résidus le long des profils. La qualité des données de déplacement, utilisées pour calculer les modèles en translation, n'est pas homogène sur toute la surface du glissement principal. Les résultats des modèles sont donc bruités. C'est notamment le cas des profils 1, 2 et 3 qui recoupent de nombreuses surfaces éboulées et des profils 4 à 7, qui sont recoupés par le GSS, dans leur partie sommitale, à partir de 1991 (Fig. 4.12). Sur les profils, ce bruit se traduit par des résidus



ponctuellement élevés (Fig. 5.14a). Ces profils permettent cependant de souligner certaines tendances. Pour une pente de la surface de rupture supérieure à 45°, les résidus sont tous positifs le long du profil (Fig. 5.14b). Les variations verticales de la topographie modélisées sont donc sous-estimées par rapport variations observées sur les MNT différentiels. Lorsque l'angle de la surface de rupture est inférieur à 15°, tous les résidus sont négatifs et le modèle en translation a donc tendance à surestimer les variations verticales de la topographie, par rapport au cas réel (Fig. 5.14b). La figure 5.14b met en évidence une distribution particulière des résidus pour des pentes de la surface de rupture comprises entre 15 et 45°. Lorsque la pente testée est proche de 15°, les résidus sont importants dans la partie haute du profil et proche de 0 vers la base du glissement. Par contre, pour des pentes proches de 45°, les résidus sont important en bas du profil et proches de 0 dans la partie supérieure du glissement. Ces observations sont également vraies pour tous les autres profils, sur tous les intervalles de temps.

La surface de rupture du glissement principal de la Clapière n'a donc pas une pente constante le long du profil. La pente tend à diminuer du haut vers le bas du glissement, ce qui suggère un aspect incurvé de la surface de rupture. Cette constatation nous amène donc à tester le modèle en rotation.

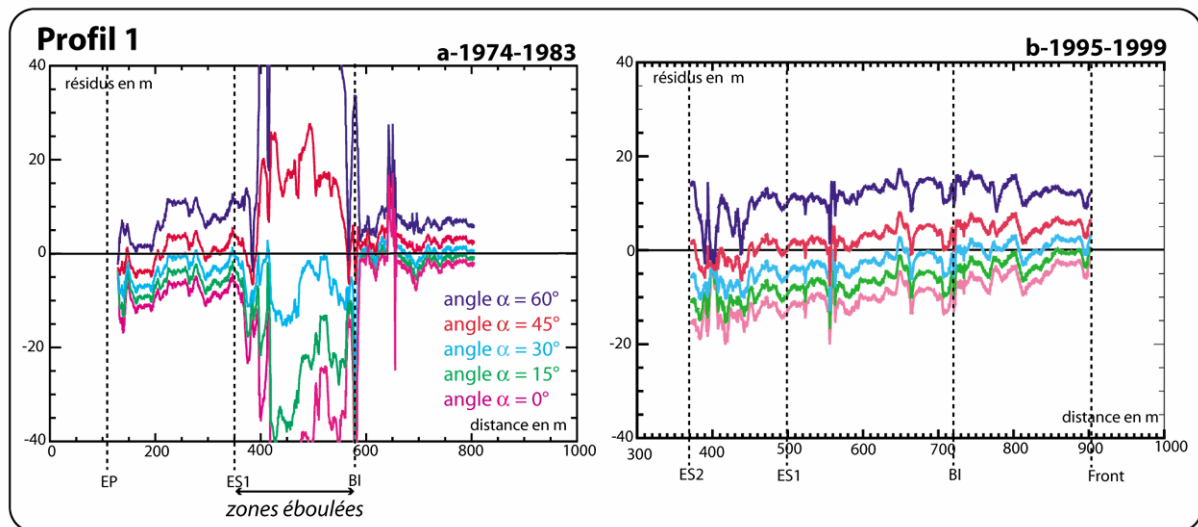


Figure 5.14 : Distribution des résidus le long d'un profil. Exemple du profil 1 entre 1974 et 1983 puis entre 1995 et 1999. (a) Mise en évidence du bruit lié à la qualité hétérogène des données déplacement. (b) Interprétation d'un profil peu bruité.

### **Résultats des modèles en rotation**

Les modèles en rotation permettent de tester des profondeurs de la surface de rupture allant de 5 à 500 m. Les résidus moyens sont représentés en fonction du rayon du cercle, et donc de la profondeur de la surface de rupture. Ces courbes ne présentent pas toujours un minimum (Fig. 5.15). En effet, dans 5 cas, la valeur minimale des résidus est enregistrée pour une

profondeur de la surface de rupture de 5 m, qui correspond au dernier cas testé. Elle ne peut donc pas être considérée comme significative de la convergence du modèle dans ces 5 cas. Ceux-ci sont signalées en rouge dans le tableau 5.2 et ne sont pas pris en compte pour l'interprétation des résultats.

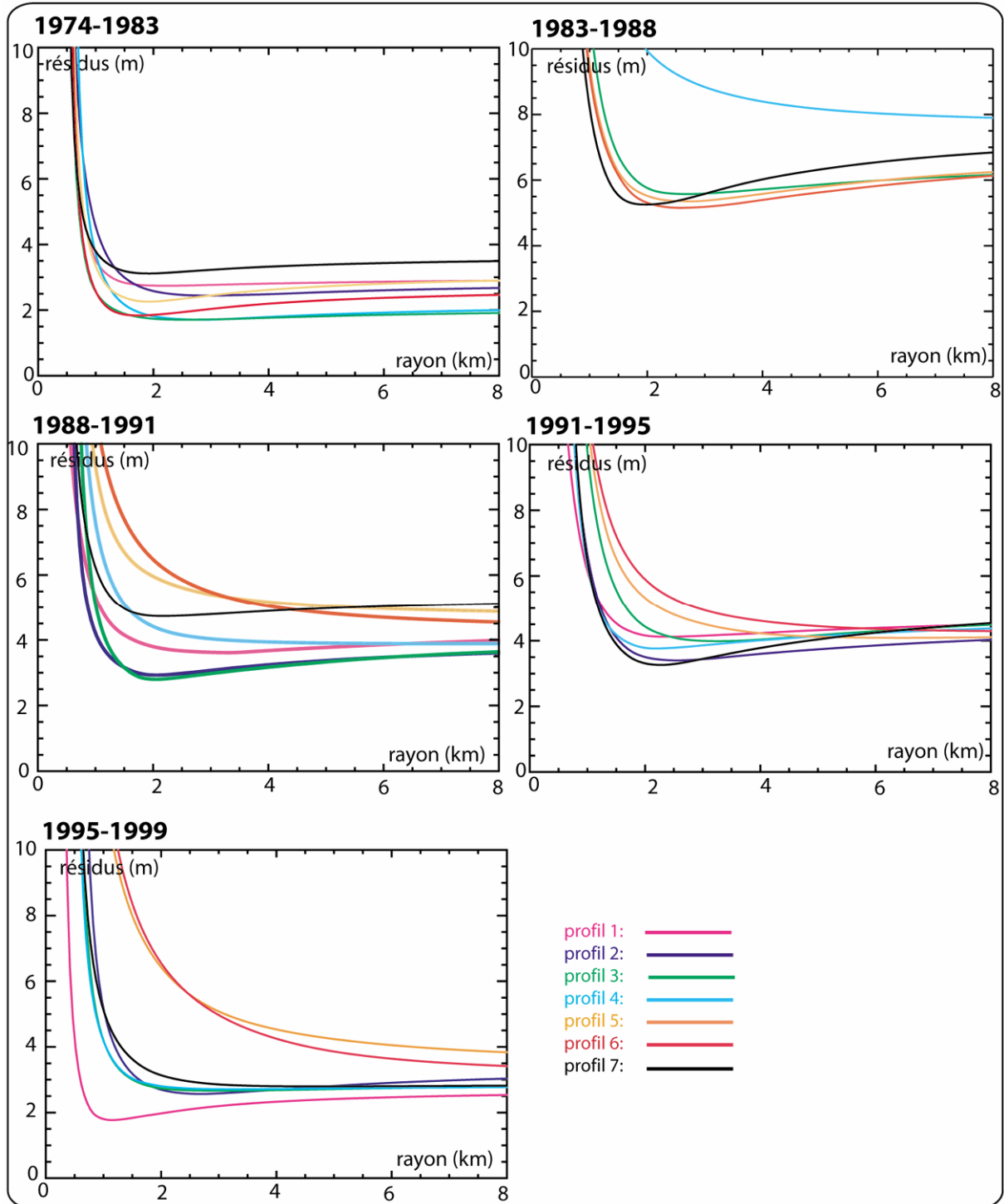


Figure 5.15 : Résidus moyens en fonction du rayon du cercle pour les modèles en rotation.

Les variations spatiales et temporelles des profondeurs moyennes de la surface de rupture, calculées par le modèle en rotation, ne permettent pas de dégager des tendances remarquables. Par contre, les résidus moyens les plus faibles sont enregistrés sur les intervalles 1974-1983 et 1995-1999 et les plus forts sur les intervalles 1983-1988 et 1991-1995 (Tab. 5.2). Le modèle en rotation est donc également moins performant sur les intervalles caractérisés par les vitesses de déplacement les plus rapides. Ce phénomène est constaté pour les modèles en translation et en rotation. La déformation interne augmente probablement lorsque la quantité de déplacement augmente. En conséquence, le fait de négliger cette déformation peut expliquer ces différences de convergence des modèles en fonction de l'intensité des déplacements.

Lorsque les modèles en rotation convergent, les résidus minimums observés sont toujours inférieurs aux résidus minimums obtenus par le modèle en translation. Leur valeur moyenne pour le modèle en rotation, sur tous les profils et tous les intervalles de temps est de 3.4 m, contre 4.5 m pour le modèle en translation. Le modèle en rotation semble donc mieux restituer la géométrie de la surface de rupture que le modèle en translation.

Les profondeurs moyennes de la surface de rupture, calculées par le modèle en rotation sont comprises entre 10 et 70 m (Tab. 5.2). Ces valeurs sont inférieures aux valeurs proposées dans la bibliographie qui sont de l'ordre de 80 m à 200 m (*Follaci, 1999 ; Cappa, 2004*). Cette différence peut avoir diverses origines :

- la déformation interne est négligée et la vitesse des déplacements est considérée comme constante dans l'épaisseur de la masse glissée. Sous ces hypothèses le modèle peut sous-estimer la profondeur réelle de la surface de rupture,
- la position des points d'ancrage du modèle, si elle est mal évaluée, peut avoir une influence sur le résultat final,
- enfin, la géométrie de la surface de rupture, matérialisée par un arc de cercle pour le modèle en rotation, ne rend pas compte de l'éventuelle complexité de la géométrie de cette surface de rupture. L'étude quantitative a par ailleurs montré que cette surface pouvait avoir une organisation complexe.

Tableau 5.2 : Profondeur de la surface de rupture et résidus minimums associés. Les valeurs signalées en rouges ne sont pas prises en compte dans les moyennes.

	1974-1983	1983-1988	1988-1991	1991-1995	1995-1999	moyenne
<b>Profil 1</b>						
Profondeur (m)	40	-	11	16	31	<b>29</b>
Résidus (m)	2.7	-	3.6	4.1	1.8	<b>3.1</b>
<b>Profil 2</b>						
Profondeur (m)	33	-	42	33	51	<b>40</b>
Résidus (m)	2.4	-	2.9	3.4	2.6	<b>2.8</b>
<b>Profil 3</b>						
Profondeur (m)	48	53	69	42	45	<b>51</b>
Résidus (m)	1.7	5.6	2.8	4.0	2.7	<b>3.4</b>
<b>Profil 4</b>						
Profondeur (m)	42	5	14	47	31	<b>34</b>
Résidus (m)	1.7	7.7	3.9	3.8	2.7	<b>2.9</b>
<b>Profil 5</b>						
Profondeur (m)	60	41	5	17	5	<b>37</b>
Résidus (m)	2.3	5.4	4.7	4.1	3.5	<b>3.9</b>
<b>Profil 6</b>						
Profondeur (m)	64	43	5	12	5	<b>37</b>
Résidus (m)	1.8	5.2	4.3	4.3	3.3	<b>3.8</b>
<b>Profil 7</b>						
Profondeur (m)	49	47	44	50	19	<b>42</b>
Résidus (m)	3.1	5.3	4.7	3.3	2.8	<b>3.8</b>
<b>moyenne</b>						
Profondeur (m)	<b>48</b>	<b>46</b>	<b>36</b>	<b>31</b>	<b>35</b>	<b>36</b>
Résidus (m)	<b>2.2</b>	<b>5.4</b>	<b>3.6</b>	<b>3.9</b>	<b>2.5</b>	<b>3.4</b>

Comme pour les modèles en translation, la mauvaise qualité des données de déplacement se traduit par des résidus élevés le long des profils. Cependant, lorsque le modèle converge, les résidus tendent vers zéro de manière homogène sur toute la longueur du profil. Le modèle en rotation semble donc plus en accord avec la géométrie de la surface de rupture du glissement principal de la Clapière.

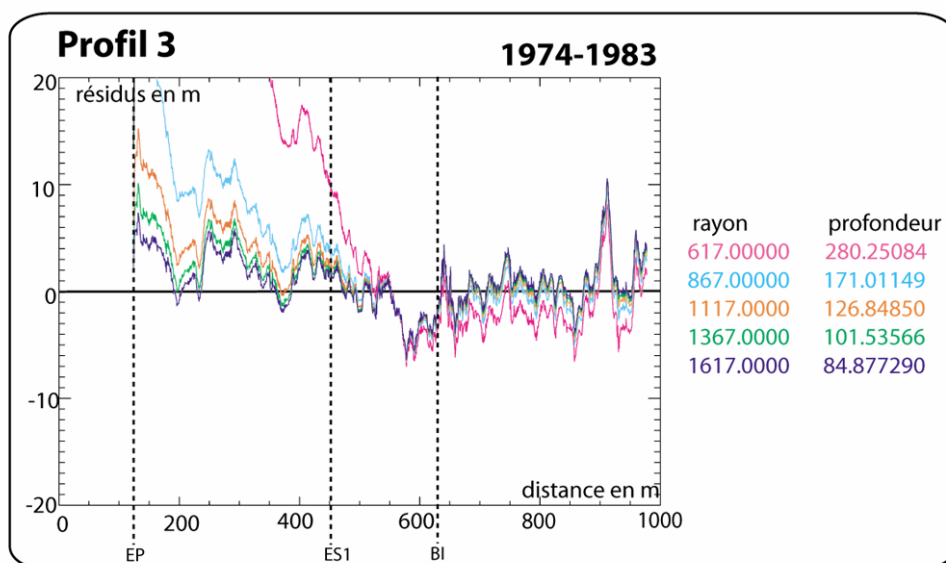


Figure 5.16 : Distribution des résidus des modèles en rotation le long des profils. Exemple du profil 3 sur l'intervalle 1974-1983.

Afin de tester les conclusions obtenues à partir des modèles qualitatifs, le modèle en rotation a été appliqué aux profils 1,2 et 3, avec un ancrage supérieur localisé au niveau de la barre d'Iglière, à partir de 1988. Dans 50% des cas, le modèle ne converge pas et lorsqu'il converge les résidus minimums obtenus sont supérieurs aux études précédentes. L'hypothèse selon laquelle une surface de rupture se serait développée sous la barre d'Iglière après 1988 n'est donc pas vérifiée grâce à ces modèles. Cependant, la surface comprise entre la barre d'Iglière et le front du glissement, au niveau des profils 1, 2 et 3, est affectée par des éboulements actifs. Les données de déplacements disponibles ne sont donc pas forcément reliées à des processus profonds et ne permettent donc pas de modéliser la surface de rupture dans cette zone. De plus, les points d'ancrage de la surface de rupture, qui s'étend sous la barre d'Iglière, n'émergent pas forcément en surface. En effet, la surface de rupture sous la barre d'Iglière a pu se propager en profondeur, à partir de la surface de rupture préexistante. Le modèle en rotation développé ici ne permet pas de rendre compte de ce phénomène.

Les modèles en rotation semblent mieux restituer la surface de rupture du glissement principal par rapport au modèle en translation. Cependant, il semblerait que cette surface soit plus complexe qu'un arc de cercle. Le modèle par composition de translations est donc appliqué afin d'imager la surface de rupture.

### **Résultats des modèles par compositions de translations**

Le modèle par composition de translation suppose que, sur une distance réduite et quel que soit le type de déplacement, celui-ci peut s'apparenter à une translation. Ce modèle est appliqué à tous les profils sur tous les intervalles temporels. La profondeur de la surface de rupture le long du profil est donc calculée pour chaque profil et chaque intervalle de temps. Cette profondeur est comparée à celle obtenue par le modèle de rotation.

Pour une majorité de profils et sur une majorité d'intervalles temporels, une image de la surface de rupture a pu être calculée. Cependant, dans certains cas, les résultats obtenus ne sont pas interprétables. C'est particulièrement le cas dans la partie Ouest du glissement, après 1991. En effet, à partir de cette date, le glissement surimposé supérieur se développe. La présence de ce nouveau glissement empêche alors d'intégrer correctement les données calculées pour le glissement principal. La surface de rupture se retrouve soit au-dessus de la surface topographique, soit à plus de 300 m de profondeur.

L'observation des profils, pour lesquels l'intégration a réussie, montre une grande stabilité des résultats au cours du temps qui suggère :

- soit que le modèle n'est pas assez sensible afin d'enregistrer l'évolution temporelle de la surface de rupture
- soit que la surface de rupture reste stable au cours du temps. Le glissement principal serait donc stationnaire au cours du temps (Fig. 1.17).

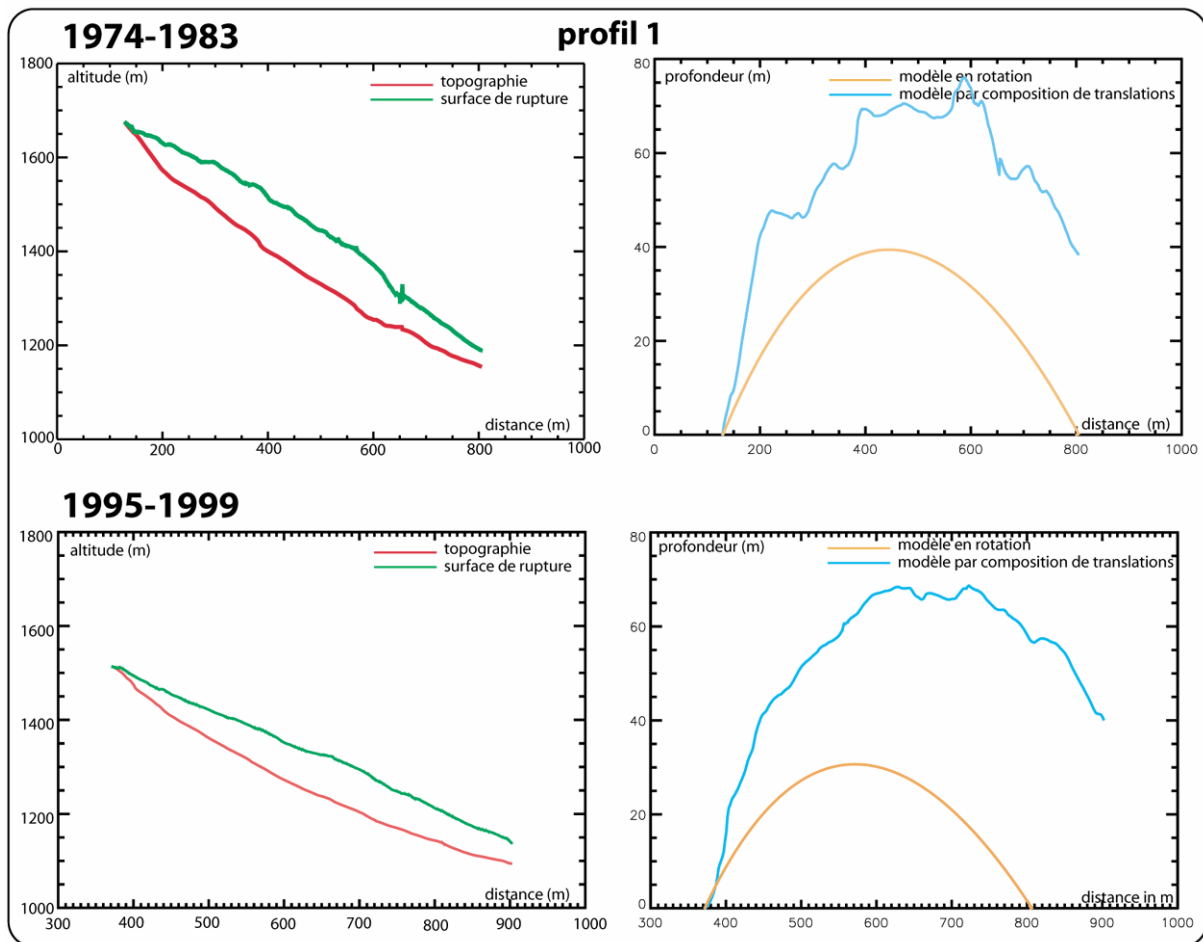


Figure 5.17 : Etat stationnaire de la surface de rupture au cours du temps. Exemple du profil 1.

Par contre des variations spatiales de la géométrie de la surface de rupture sont constatées (Fig. 5.18):

- la partie Ouest du glissement (profil 1 et 2) est marquée par une surface de rupture d'aspect incurvé et continue depuis l'escarpement principal (ou l'ES2 selon les intervalles d'étude) jusqu'au bas du profil.
- dans la partie centrale du glissement (profil 3 et 4), la surface de rupture présente un aspect incurvé et s'étend de manière continue depuis l'escarpement principal jusqu'au bas du profil. Un approfondissement brutal est observé entre ES1 et la barre d'Iglière sur la

majorité des données. Cette deuxième partie de la surface de rupture présente également un aspect incurvé.

- dans la partie Est du glissement (profils 5, 6 et 7), lorsque l'intégration fonctionne, la surface de rupture s'étend depuis le point d'ancrage supérieur localisé sous le GSS, jusqu'au bas du profil. La surface de rupture est incurvée et continue.

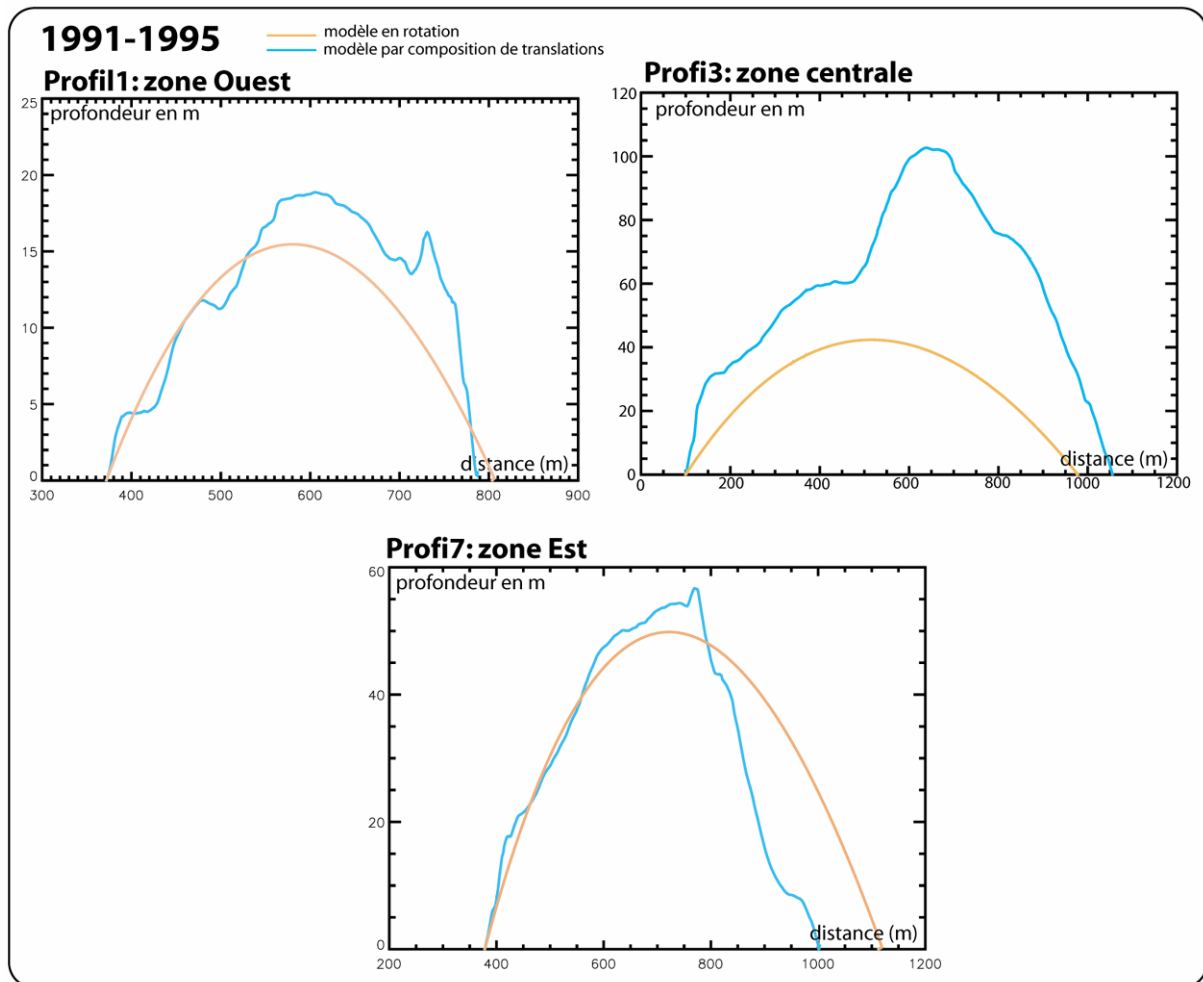


Figure 5.18 : Evolution spatiale de la profondeur de la surface de rupture.

Ces modèles montrent donc un comportement plutôt en rotation du glissement de la Clapière, le long d'une surface de rupture courbe qui s'étend depuis l'escarpement principal jusqu'au bas du glissement. Cependant, dans la partie centrale du glissement, l'approfondissement brutal enregistré peut être interprété comme le développement d'une seconde surface de rupture ou la propagation de la surface préexistante sous la barre d'Iglière.

Les profondeurs de la surface de rupture obtenues avec les modèles par composition de translation sont de 77 m en moyenne (Tab. 5.3). Elles sont donc plus en accord avec les données bibliographiques (Follaci, 1987).

Tableau 5.3 : Profondeur de la surface de rupture calculée par les modèles par composition de translations. Seuls les résultats pour lesquels l'intégrations a réussie sont figurés.

	1974-1983	1983-1988	1988-1991	1991-1995	1995-1999	moyenne
<b>Profil 1</b>						
<b>Profondeur (m)</b>	76	75	49	20	68	<b>58</b>
<b>Profil 2</b>						
<b>Profondeur (m)</b>	75	61	99	48	114	<b>79</b>
<b>Profil 3</b>						
<b>Profondeur (m)</b>	78	77	150	80	-	<b>96</b>
<b>Profil 4</b>						
<b>Profondeur (m)</b>	101	-	84	53	142	<b>95</b>
<b>Profil 5</b>						
<b>Profondeur (m)</b>	125	59	-	27	-	<b>70</b>
<b>Profil 6</b>						
<b>Profondeur (m)</b>	109	56	69	-	74	<b>77</b>
<b>Profil 7</b>						
<b>Profondeur (m)</b>	-	61	-	57	64	<b>61</b>
<b>moyenne</b>						
<b>Profondeur (m)</b>	<b>94</b>	<b>65</b>	<b>90</b>	<b>47.5</b>	<b>92</b>	<b>77</b>

Les problèmes posés par ce modèle sont les suivants:

- la surface de rupture ne rejoint que rarement la surface topographique en bas du glissement. La surface de rupture a tendance à s'enfoncer sous le cours de la Tinée, parfois à plus de 300 m de profondeur. Cette observation doit être analysée prudemment. En effet, des incertitudes sur l'ancrage de l'intégration peuvent conduire à ce résultat.
- Les résultats du modèles ne sont pas toujours en accord avec les résultats de l'étude qualitative. En effet, le modèle montre bien une surface de rupture incurvée et continue la de EP au front, dans la partie Est du glissement. Dans la partie centrale, les résultats suggèrent le développement ou la propagation de la surface de rupture sous la barre d'Iglière. Cependant, alors que les observations qualitatives montrent que ce phénomène se poursuit à l'Ouest, le modèle ne permet pas de modéliser ce phénomène dans la partie Ouest du glissement. La mauvaise qualité des données déplacement sur cette zone peut expliquer ce résultat. Il se peut également que la surface de rupture sous la barre d'Iblière n'est pas encore assez individualisée, afin de l'imager correctement.

### 3.2.2. Résultats des modèles sur le glissement surimposé supérieur (GSS)

La modélisation de la surface de rupture du glissement surimposé supérieure a été réalisée le long d'un profil, dirigé selon la direction moyenne des déplacements. Le modèle n'est testé que sur l'intervalle 1995-1999. En effet entre 1991 et 1999, le développement du GSS se caractérise par un recul de l'escarpement principal qui n'est pas pris en compte dans les modèles proposés ici. Le point d'ancrage supérieur A est localisé au niveau du premier point qui enregistre un



déplacement le long du profil. Ce point est localisé sur l'escarpement principal. Le point d'ancrage B est positionné en bas du GSS (Fig. 5.19).

Le modèle en translation converge pour une pente moyenne de la surface de rupture de  $30^\circ$  (Fig. 5.19a). Par contre, les résidus se répartissent le long du profil de la même manière que pour le glissement principal : pour une pente de la surface de rupture de  $45^\circ$ , les résidus les plus faibles sont enregistrés dans la partie haute du glissement. Pour une pente de  $15^\circ$ , les résidus les plus faibles sont enregistrés à la base du glissement. Cette observation suggère la présence d'une surface de rupture courbe et nous amène à tester le modèle en rotation.

Le modèle en rotation converge pour une profondeur maximale de la surface de rupture de 16 m (Fig. 5.19b). Cette valeur est du même ordre de grandeur que la valeur de 25 m calculée à partir des données bibliographique (Follaci, 1999). Par contre, les résidus le long du profil sont parfois élevés. La présence d'éboulis peut expliquer cette observation.

Le modèle par composition de rotation a été testé. Il montre une surface de rupture qui s'approfondit brutalement à la base de l'escarpement le plus supérieur (Fig. 5.19c). Cet approfondissement peut être l'effet d'erreurs sur les déplacements calculés sur les surfaces éboulées.

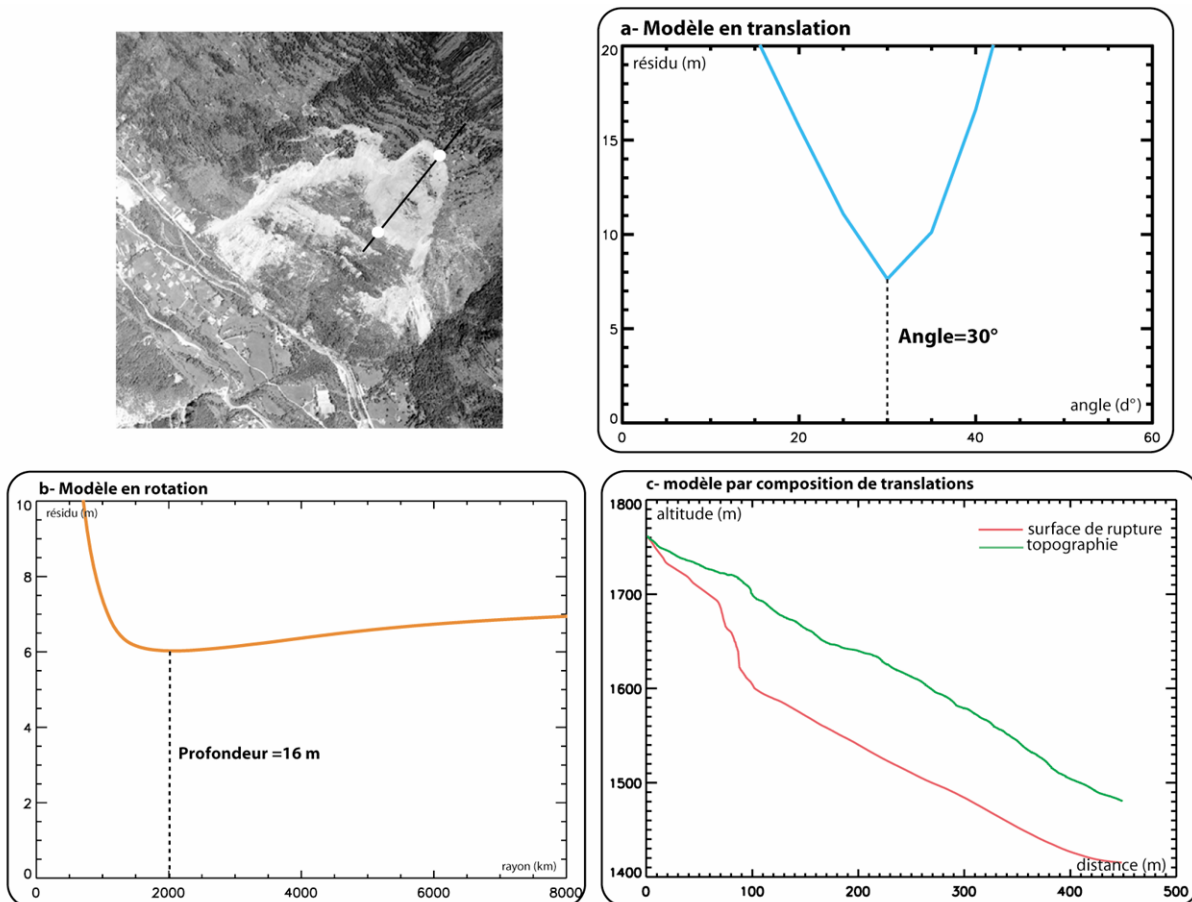


Figure 5.19 : Modélisation géométrique de la surface de rupture du GSS.(a) Modèle en translation, (b) modèle en rotation et (c) modèle par composition de translations.

### 3.3. Application des modèles géométriques au glissement de La Valette

La modélisation de la surface de rupture du glissement de la Valette est réalisée le long d'un seul profil qui s'étend de l'escarpement principal à la base de la coulée. Les modèles ne sont calculés que sur l'intervalle 1995-2000 puisque les données de déplacement sont peu nombreuses sur l'intervalle 1988-1995. Les trois types de modèles ont été testés d'abord sur toute la longueur du profil, puis en fonction du découpage morphologique et cinématique, déduit du suivi historique du glissement décrit au chapitre 4. Le profil est orienté selon la direction moyenne des déplacements sur la zone d'étude.

Lorsque les modèles sont testés sur toute la longueur du profil, celui est ancré sur l'escarpement principal dans sa partie supérieure, au niveau du premier point qui enregistre un déplacement le long du profil, d'après la carte des amplitudes de déplacement. Le point d'ancrage inférieur correspond au dernier point en mouvement le long du profil (Fig. 5.20).

Le modèle en translation converge pour une pente moyenne de la surface de rupture de 25°. L'étude de la distribution des résidus le long du profil permet cependant de distinguer deux zones : la partie supérieure rocheuse du glissement qui présente des résidus proches de 0 pour une pente de la surface de rupture de l'ordre de 45° et la partie coulée qui présente par contre des résidus faibles pour une pente de la surface de rupture de l'ordre de 15 à 30° (Fig. 5.20a).

Le modèle en rotation testé sur toute la longueur du profil converge également pour une profondeur maximum de la surface de rupture de 100 m. Cependant, cette profondeur n'est pas en accord avec les observations réalisées sur le terrain et les données géophysiques qui avancent une profondeur de la surface de rupture de l'ordre de 25 m au maximum au niveau de la coulée (Semenaud, 2000).

Le modèle en translation et les observations cinématiques et morphologiques permettent d'individualiser deux zones le long du profil. Les modèles sont donc appliqués à ces deux surfaces séparément. La limite entre les deux zones est fixée au bas de l'escarpement du rocher blanc. Dans la partie supérieure, c'est le modèle en rotation qui permet d'obtenir les résidus les plus faibles pour une profondeur de la surface de rupture de 7 m (Fig. 5.20b). Dans la partie basse, c'est le modèle en translation qui permet d'obtenir le résultat le plus en accord avec les observations de terrain. En effet, le modèle de rotation converge pour une profondeur maximale de la surface de rupture de plus de 60 m, qui n'est pas représentative de l'activité d'une coulée. Par contre le modèle en translation converge pour une pente de la surface de rupture de 15° (Fig. 5.20c). Cette pente est similaire aux pentes locales dans cette zone, ce qui est en accord avec le comportement en coulée du glissement sur cette surface (Semenaud, 2000)

Le modèle par composition de translations a été appliqué sur toute la longueur du profil. Sur une bonne partie du profil, la surface de rupture passe au-dessus de la surface topographique. Le

point d'ancrage de l'intégration, positionné en haut du profil dans une zone affectée par des éboulements peut avoir une influence sur l'intégration des pentes le long de ce profil.

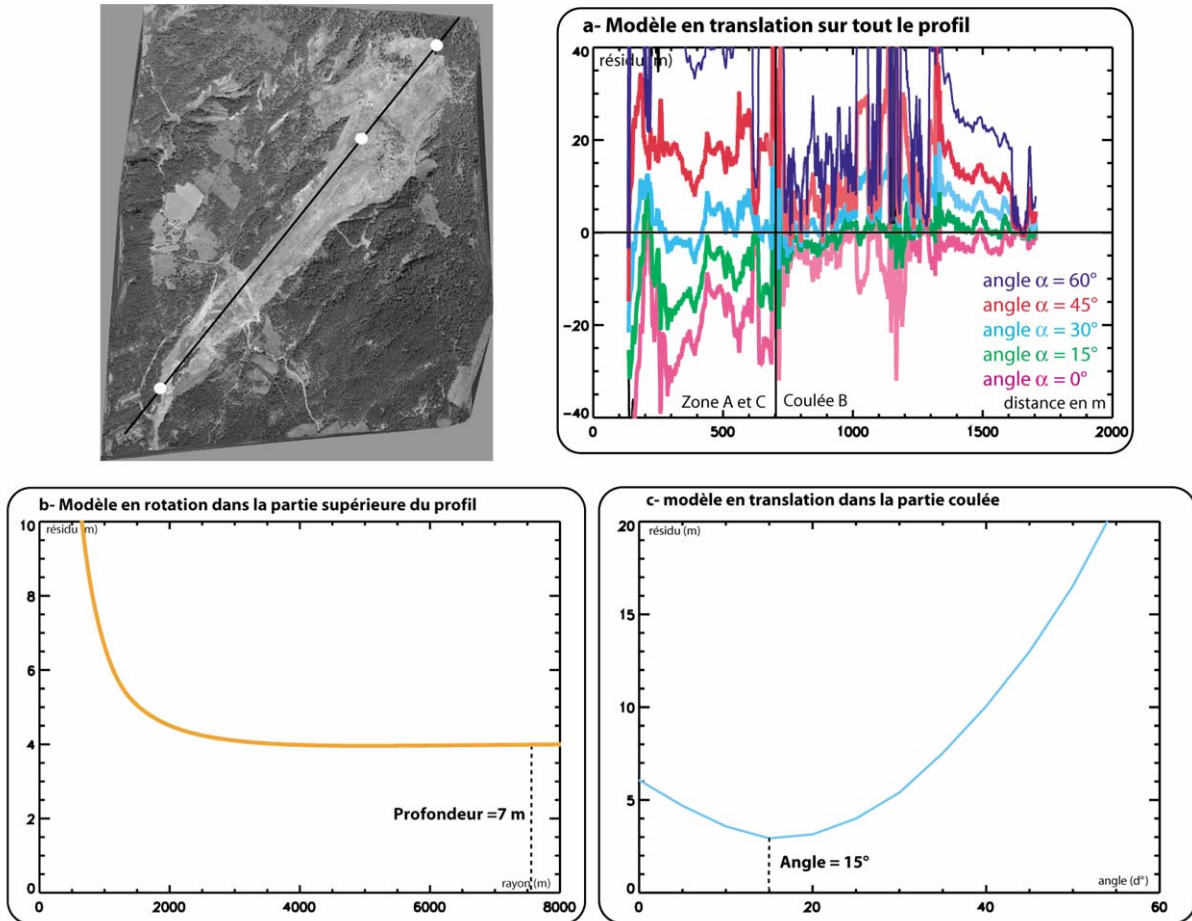


Figure 5.20: Modélisation de la surface de rupture du glissement de la Valette.

#### **4. conclusion**

L'analyse qualitative des cartes de déplacement et des variations verticales de la topographie, à l'aide de modèles conceptuels simples, a permis de mettre en évidence le comportement en rotation du glissement principal et du glissement surimposé sommital de la Clapière. L'évolution spatio-temporelle de la surface de rupture sous le glissement principal, au niveau de la barre d'Iglière entre 1983 et 1988 a été soulignée. Le développement en deux phases successives, probablement marquées par deux surfaces de rupture imbriquées, du glissement surimposé supérieure a été mis en évidence. Les modèles géométriques numériques confirment le comportement en rotation du glissement principal de la Clapière et du glissement surimposé supérieur. Le modèle par composition de translations montre que la surface de rupture semble composée de deux parties dans la zone centrale du glissement. Elle ne met par contre pas en évidence le même phénomène à l'Ouest, afin de confirmer les observations qualitatives. Cependant, les déplacements liés à des processus profonds sont en partie masqués par des processus superficiels sur cette zone. La profondeur de la surface de rupture obtenue par modélisation s'élève à 70 m ce qui est proche des estimations d'un centaine de mètres de la bibliographie.

Dans le cas du glissement de la Valette, l'étude qualitative permet de distinguer deux zones : la plus supérieure rocheuse qui aurait un comportement en rotation et la partie coulée qui serait en translation. Les modèles numériques confirment ce comportement. Dans la partie coulée, le plan de translation est parallèle à la surface topographique et penté de 20°

L'application des modèles géométriques qualitatifs et quantitatifs, aux glissements de la valette et de la Clapière, montre qu'il est possible de caractériser le plan de rupture d'un glissement de terrain, uniquement à partir de données de surfaces. Bien que ces modèles ne tiennent pas compte de la déformation interne, ils permettent d'évaluer la géométrie globale de la surface de rupture ainsi que l'ordre de grandeur de sa profondeur ou de son inclinaison. Les principales divergences des modèles sont liées aux données bruitées des déplacements qui permettent de les calibrer. Enfin, le modèle par composition de translation mériterait des améliorations notamment au niveau de l'intégration qui n'est pour l'instant possible qu'à partir du point d'ancrage supérieur. Il serait bon de comparer les résultats obtenus à partir d'une intégration depuis le point d'ancrage inférieur.



## Conclusion générale

Ce travail a permis de développer une méthode de caractérisation des glissements de terrain par télédétection optique. Une chaîne de restitution de la topographie, à partir de couples stéréoscopiques aériens multi-sources, a d'abord été mise en place. Elle s'applique à tous les supports acquis en prises de vue verticales. Elle est automatique et nécessite l'intervention d'un opérateur uniquement pour le prétraitement des données et la vérification des résultats. Elle est également configurée afin de pouvoir être améliorée et adaptée facilement à d'autres supports. Testée sur les clichés stéréoscopiques de l'IGN et sur des clichés acquis par un DRONE, cette méthodologie a permis de générer des MNT de précision métrique dans le premier cas et de précision centimétrique dans le second cas. Actuellement, cette précision est principalement dépendante de la précision des paramètres d'entrée de la chaîne de traitement.

Des images orthorectifiées, des cartes de pentes, des MNT différentiels et des cartes des champs de déplacement sont ensuite générés à partir des MNT. Des méthodes d'évaluation de la précision de ces paramètres sont produites et différents modes de représentation des données sont proposés afin de faciliter le travail des utilisateurs. Cette chaîne est tout particulièrement dédiée au traitement de séries multi-temporelles de MNT. La précision des mesures des variations verticales de la topographie et des champs de déplacement est de quelques mètres, pour des intervalles d'études de plusieurs années.

Les glissements de la Clapière et de la Valette, localisés dans les Alpes du Sud, sont ensuite étudiés grâce à ces développements méthodologiques. Ces deux glissements sont instrumentés depuis de nombreuses années. Les données disponibles ont donc dans un premier temps permis de valider les différentes données calculées. Ainsi, cette étude a permis de confirmer les principales évolutions morphologiques et cinématiques, répertoriées dans la bibliographie pour ces deux glissements. Puis, certains aspects de l'évolution de ces glissements de terrain ont été précisés grâce à la confrontation des informations topographiques, morphologiques, cinématiques et des transferts de matière. La tendance à l'accumulation du glissement de la Clapière lors de l'augmentation des vitesses de déplacement, a été soulignée. Le développement en deux phases successives du glissement surimposé supérieur a été mis en évidence. Dans le cas de la Valette, la zonation du glissement a été précisée à partir des données cinématiques et des variations verticales de la topographie.

Enfin, la surface de rupture de ces deux glissements de terrain a été imagée, à partir des seules données enregistrées en surface. Des modèles qualitatifs puis des modèles quantitatifs sont proposés. Ainsi, le comportement en rotation du glissement de la Clapière a été confirmé par les deux types de modèles. Le comportement du glissement de la Valette en rotation dans sa partie supérieure rocheuse et en translation dans la coulée est souligné, en accord avec la

bibliographie. Cependant, l'évolution spatio-temporelle de la surface de rupture la Clapière sous la barre d'Iglière, entre 1983 et 1988, n'est pas clairement visible sur les modèles quantitatifs, bien qu'elle soit démontrée à partir des modèles qualitatifs.

La résolution spatiale métrique des clichés IGN s'est montrée particulièrement adaptée pour l'étude d'objets de taille kilométriques. Elle permet, en effet, d'observer des variations spatiales de l'activité du glissement, sur des surfaces de quelques hectares. C'est par exemple le cas avec la détection du glissement surimposé basal de la Clapière. Cette résolution permet une étude globale de l'objet qui peut être ensuite affinée grâce aux clichés très haute résolution. La résolution temporelle pluriannuelle de ces clichés permet également de s'affranchir des effets saisonniers. L'étude de mouvements progressifs caractérisés par des vitesses de l'ordre du cm/j est alors possible.

Cette méthodologie peut également être appliquée pour le suivi de la dynamique fluviale ou à des objets tels que les glaciers. Les supports optiques doivent alors être sélectionnés en fonction de la résolution spatiale et temporelle nécessaire pour l'étude de ces objets.

## Bibliographie

- AEROLIGHT, 2002. Pixy 23-40 - manuel d'utilisation, ABS AEROLIGHT, Orange.
- Alfonsi, P., 1997. Relationship between hydrological parameters and velocity of landslides- Examples of La Clapière and Séchillienne (France). *Revue Fr. de Geotech.*, 79: 3-12.
- Angeli, M.G., Pasuto, A. et Silvano, S., 2000. A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering geology*, 55: 133-147.
- Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M. and Van Asch, T.W.J., 1995. Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in southeastern France: weathering, erosion, solid transport and instability. *Engineering geology*, 40: 223-234.
- Baltsavias, E., P., 1996. Digital ortho-images - A powerful tool for the extraction of spatial - and geo-information. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 51: 63-77.
- Baratoux, D., Delacourt, C. et Allemand, P., 2001. High-resolution digital elevation models derived from Viking Orbiter images: Method and comparison with Mars Orbiter Laser Altimeter Data. *Journal of Geophysical Research*, 106(E12): 32,927-32,941.
- Berardino, P., Costantini, M., Franceschetti, G., Iodice, A., Pietranera, L. et Rizzo, V., 2003. Use of differential SAR interferometry in monitoring and modelling large slope instability at Maratea (Basilicata, Italy). *Engineering geology*, 68: 31-51.
- Berthier, E., Raup, B. et Scambos, T., 2003. New velocity map and mass-balance estimate of Mertz Glacier, East Antarctica, derived from Landsat sequential imagery. *Journal of Glaciology*, 49(167): 1-9.
- Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Guglielmi, Y., Bourlès, D.L., Dubar, M. et Stéphan, J.F., **2003**. Chronological constrains of la Clapière landslide (44°15N, 6°56E, France): geomorphology and cosmonucleide approaches.
- Bishop, K.M., 1999. Determination of Translational Landslide Slip Surface Depth Using Balanced Crossed Sections. *Environmental & Engineering Geosciences*, V(2): 147-156.
- Bogdanoff, S. et Ploquin, A., 1980. Les gneiss et migmatites du massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes): apport de deux coupes géochimiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 29(3): 353-358.
- Bogoslovski, V.A. et Ogilvy, A.A., 1977. Geophysical methods for the investigation of landslides. *Geophysics*, 42(3): 562-571.
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Soukatchoff, V.M., Mudry, J., Bertrand, C. et Charmoille, A., 2004. Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the La Clapière landslide (Southern Alps, France). *Journal of Hydrology*, 291: 67-90.



- Carnec, C., 1996. Interférométrie SAR différentielle- Application à la détection et au suivi de mouvements de terrain, Université Denis Diderot Paris 7, Paris, 173 pp.
- Casson, B., Delacourt, C. et Allemand, P., Soumis. Potential of multi-temporal remote sensing images for landslide slip surface characterization - Application to the La Clapière landslide (France). *Natural Hazards and Earth System Sciences*.
- Casson, B., Delacourt, C., Baratoux, D. et Allemand, P., 2003a. Seventeen years of the "La Clapière landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs. *Engineering geology*, 68: 123-139.
- Casson, B., Delacourt, C., Allemand, P. et Baratoux, D., 2003b. Mass Balance study of the "la Clapière" landslide (South Alps, France) between 1974 and 1999, AGU-EGS-EGU First Joint Assembly, Nice.
- Cecchi, E., 2003. Reconstruction 3D pour la volcanologie. Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand.
- Chanie, A., 2001. Manuel Utilisateur Medicis, CNES, Toulouse, 47 pp.
- Coe, J.A., Hellis, W. L., Godt, J. W., Savage, W. Z., Savage, J. E., Michael, J. A., Kibler, J.D., Powers, P.S., Lidke, D. J. et Debray, S., 2003. Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998-March 2002. *Engineering geology*, 68: 67-101.
- Colas, G. et Locat, J., 1993. Glissement et coulée de la Valette dans les Alpes de Hautes Provence. Présentation générale et modélisation de la coulée. *Bulletin de liaison du laboratoire des Ponts et Chaussées*, 187: 19-28.
- Colesanti, C., Ferretti, A., Prati, C. et Rocca, F., 2003. Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique. *Engineering geology*, 68: 3-14.
- Compagnon, F., Guglielmi, Y., Mudry, J., Follacci, J.P. et Ivaldi, J.P., 1997. Chemical and isotopic natural tracing of seepage waters in an important landslide: example from La Clapière landslide (Alpes-Maritimes, France). *C. R. Acad. Sci. Paris - Earth & Planetary Sciences*, 325: 565-570.
- Cruden, D.M. et Varnes, D.J., 1996. Landslides types and processes. *Landslides: Investigation and Mitigation: Transportation Report Board, Special Report 247*, 36-45 pp.
- Delacourt, C., 1997. Détection et analyse de mouvements de surface par interférométrie différentielle, Université Paris 6, Paris, 199 pp.
- Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B. et Vadon, H., 2004. Velocity field of the "La Clapière" landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images. *Geophysical Research Letters*, 31.
- Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L. et Ibsen, M.L., 1996. *Landslide recognition: Identification, Movement and Causes*, West Sussex, England, 251 pp.

- Donnadieu, F., Kelfoun, K., Van Wyk De Vries, B., Cecchi, E. et Merle, O., 2003. Digital photogrammetry as a tool in analogue modelling: applications to volcano instability. *Journal of volcanology and geothermal research*, 123: 161-180.
- Dupont, M. et Taluy, P., 2000. Hydrogéologie du glissement de la Valette (avec carte au 1:5 000e des venues d'eau).
- Ehlert, K.W., 1986. Origin of the mile long valley located northely of the ancient Portuguese Bend landslide, Paolo Verdes peninsula, southern California. In Ehlih, P. L. (Compiler). *Landslides and Landslides Mitigation in Southern California - Guidebook and Volume: Cordilleran section of the geological Society of America*: 167-172.
- Faure-Muret, A., 1947. Sur des affleurements de Trias pincés dans les schistes cristallins de la vallée de la Tinée (Alpes-Maritimes). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 224: 205-207.
- Faure-Muret, A., 1955. Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires, Serv. Carte géol. France.
- Faure-Muret, A. et Fallot, P., 1954. Carte géologique à 1/50000 de Saint-Etienne-de-Tinée.
- Follacci, J.P., 1987. Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes). *Bulletin de liaison du laboratoire des Ponts et Chaussées*, 150-151: 39-54.
- Follacci, J.P., 1999. Seize ans de surveillance du glissement de la Clapière (Alpes-Maritimes). *Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées*, 220: 35-51.
- Follacci, J.P., Guardia, P. et Ivaldi, J.P., 1988a. Geodynamic framework of la Clapière landslide (Maritime Alps, France), 5th Symposium international sur les glissements de terrain, pp. 1323-1327.
- Follacci, J.P., Gastaud, J. P, Durville, J. L., 1988b. Le point sur l'évolution des déplacements dans le glissement de la Clapière (Alpes-Maritimes). *Bulletin de liaison du laboratoire des Ponts et Chaussées*, 158: 107-109.
- Fruneau, B., 1995. Interférométrie différentielle d'images SAR. Application au glissement de terrain de la Clapière, Université Paris 7, Paris, 214 pp.
- Fruneau, B., Achache, J. et Delacourt, C., 1996. Observation and modelling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry. *Tectonophysics*, 265: 181-190.
- Gallisson, L., 1998. Utilisation du GPS de précision pour la mesure des faibles déformations de surface, rapport de DEA - Université Louis Pasteur de Strasbourg.
- Giglielmi, Y., 2000. Hydrogéochimie et hydromécanique du glissement de la Clapière (Alpes Maritimes, 06), Rapport d'activités sur la délégation effectuée au CETE de Nice du 01-09-99 au 31-01-00. - Département de Géosciences de l'Université de Franche-Comté.
- Gili, J.A., Corominas, J. et Rius, J., 2000. Using Global Positionning system techniques in landslide monitoring. *Engineering geology*, 55: 167-192.

- Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follacci, J.P. et Mudry, J., 2000. Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, southern Alps, France). *Journal of Hydrology*, 229: 138-148.
- Gunzburger, Y., 2001. Apports de l'analyse de la fracturation et de la modélisation numérique à l'étude du versant instable de La Clapière (Saint-Etienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes), Laboratoire Environnement, Géomécanique, Ouvrages (LAEGO) -Ecole Nationale Supérieure des Mines de Nancy (ENSMN), Nancy.
- Gunzburger, Y. et Laumonier, B., 2002. Origine tectonique du pli supportant le glissement de terrain de la Clapière (Nord-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour, Alpes du Sud, France) d'après l'analyse de la fracturation. *C. R. Géosciences*, 334: 415-422.
- Hanssen, R.F., 2001. Radar interferometry: data Interpretation and error Analysis, Dordrecht, 328 pp.
- Hervàs, J. Barredo, J. I., Rosin, P. L., Pasuto, A., Mantovani, F. et Silvano, S., 2003. Monitoring landslides from optical remotely sensed imagery: the case history of Tessina landslide, Italy. *Geomorphology*, 54: 63-75.
- Hutchinson, J.N., 1983. Methods of locating slip surfaces in landslides. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 20: 235-252.
- Hutchinson, J.N., 1988. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology, general report. In: I.B. C. (Editor), 5th International Symposium on Landslides, Rotterdam, Netherlands, pp. 3-35.
- Israil, M. et Pachauri, A.K., 2003. Geophysical characterization of a landslide site in the Himalayan foothill region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22: 253-263.
- Ivaldi, J.P., Guardia, P., Follacci, J.P. et Terramorsi, S., 1991. Plis de couverture en échelon et failles de second ordre associés à un décrochement dextre de socle sur le bord nord-ouest de l'Argentera (Alpes-Maritimes France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 2(310): 31-36.
- Iwahashi, J. et Kamiya, I., 1995. Landform classification using the Digital Elevation Model with the skills of image processing - mainly using the Digital National Land Information. *Geoinformatics*, 6(2): 97-108.
- Iwahashi, J., Watanabe, S. et Takahiko, F., 2001. Landform analysis of slope movements using DEM in Higashikubiki area, Japan. *Computers & geosciences*, 27: 851-865.
- Jensen, R., J, 2000. Remote Sensing of the Environment - An Earth Resource Perspective. Prentice Hall Series in Geographic Information Science, Upper Saddle River (New-Jersey), 544 pp.

- Kääb, A., 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 57: 39-52.
- Kasser, M. et Egels, Y., 2001. *Photogrammétrie Numérique*, Hermès editor, Paris, 661 pp.
- Kerckhove, C., 1969. La "zone du flysch" dans les nappes de l'Embrunais (Alpes Occidentales). *Géologie Alpine*, 45(5-24).
- Kerckhove, C., Debelmas, J. et Cochonat, P., 1978. Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais -Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. *Géologie Alpine*, 54: 67-82.
- Kraus, K. et Waldhäusl, P., 1994. *Photogrammetry, Fundamentals and Standard processes - vol 1*. Hermès editor, Paris, 407 pp.
- Le Mignon, G., 1999. Glissements-coulées boueuses. Analyse et modélisation. Application au cas de la Valette, rapport de DEA.
- Lebourg, T., Tric, E., Guglielmi, Y., Cappa, F., Charmoille, A. et Bouissou, S., 2003. Geophysical survey to understand failure mechanisms involved on deep Seated Landslides, Journées PNRN-ACI Mouvements gravitaires alpins, Nice.
- Lejot, J., Piéjay, H., Delacourt, C., Trémélo, M., Fournier, T. et Grandjean, P., en préparation. Modélisation des atterrissements par photogrammétrie basée sur l'imagerie basse altitude.
- Lillesand, T. M. et Kiefer, R. W., 1987. *Remote Sensing and image interpretation*. 2<sup>nd</sup> edition. Wiley, New York.
- Malaroda, R., 1970. Carta geologica del Massicio dell'Argentera.
- Malet, J.P., Maquaire, O. et Calais, E., 2002. the use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology*, 43: 33-54.
- Mantovani, F., Soeters, R. et Van Westen, C.-J., 1996. Remote sensing techniques for landslide studies and hazard zonation in Europe. *Geomorphology*, 15: 213-225.
- Maquaire, O., Flageollet, J.C., Malet, J.P., Schumtz, M., Weber, D., Klotz, S., Albouy, Y., Descloîtres, M., Dietrich, M., Guérin, R. et Schott, J.J., 2001. Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires du Callovien-Oxfordien (Super-sauze, Alpes-de-Hautes-Provence, France). *Revue française de géotechnique*, 95-96: 15-32.
- Maquaire, O., Malet, J.P., Remaître, A., Locat, J., Klotz, S. et Guillon, J., 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullying? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering geology*, 70: 109-130.

- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D. et Brun, J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics*, 382: 117-128.
- Massonnet, D. et Feigl, K., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *review of Geophysics*, 36(4): 441-500.
- Mauritsch, H.J., Seiberl, W., Arndt, R., Römer, A., Schneiderbauer, K. et Sendhofer, G., 2000. Geophysical investigation of large landslides in the Carnic Region of southern Austria. *Engineering geology*, 56: 373-366.
- McDonald, H. C. et Grubbs, R. C., 1975. Landsat imagery analysis : an aid for predicting landslide prone areas for highway construction. *Proc. NASA Earth Resource Symposium*, Houston, Texas, Vol. 1b, pp. 769-778.
- Merrien-Soukatchoff, V., Quenot, X. et Guglielmi, Y., 2001. Modeling by distinct elements of gravitational toppling mechanism. Application to the modeling of the landslide of La Clapière (Saint-Etienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes). *Revue Fr. de Geotech.*, 95-96: 133-142.
- Michel, R., 1997. Les mesures de mouvements par imagerie SAR et leur application en glaciologie et en sismotectonique, Université Paris XI Orsay, Paris, 105 pp.
- Michel, R. et Avouac, J.P., 2002. Deformation due to the 17 August 1999 Izmit, Turkey, earthquake measured from SPOT images. *Geophysical Research*, 107.
- Michel, R., Avouac, J.P. et Taboury, J., 1999. Measuring ground displacements from SAR amplitude images: application to the Landers earthquake. *Geophysical Research Letters*, 26(7): 875-878.
- Mikhail, E., M., Bethel, J., S., et McGlone J., C., 2001. *Introduction to Modern Photogrammetry*, New-York, 479 pp.
- Mora, P., Baldi, P., Casula, G., Fabris, M., Ghirotti, M., Mazzini, E. et Pesci, A., 2003. Global Positioning Systems and digital photogrammetry for the monitoring of mass movements: application to the Ca' di Malta landslide (northern Apennines, Italy). *Engineering geology*, 68: 103-121.
- Moss, J.S., McGuire, W.J. et Page, D., 1999. Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands. *Journal of volcanology and geothermal research*, 94: 251-265.
- Poort, J., Van Der Beek, P. et Ter Voorde, M., 1998. An integrated modelling study of the central and northern Baikal rift:evidence for non-uniform lithospheric thinning ? *Tectonophysics*, 291: 101-122.
- Pothérat, P., 1994. Aerial photographic interpretation of the La Clapière landslide (Alpes-Maritimes, France), 7th Int. IAEG Congress, Rotterdam.
- Pothérat, P., 2000. *Projet de recherche sur le thème: risques naturels et préventions.*

- Pothérat, P., Doridot, M. et Chahine, M., 1999. L'utilisation de la photo-interprétation dans l'établissement des plans de prévention des risques liés aux mouvements de terrain, Laboratoires des Ponts et Chaussées, Paris.
- Powers, P.S., Chiarle, M. et Savage, W.Z., 1996. A digital photogrammetric method for measuring horizontal surfacial movements on the Slumgullion earthflow, Hinsdale County, Colorado. *Computers and Geosciences*, 22(6): 651-663.
- Quenot, X., 2000. Etude du glissement de la Clapière, modélisation du phénomène de rupture, Mémoire de DEA du laboratoire PAE3S, LAEGO, Ecole des Mines de Nancy.
- Rib, H.T. et Liang, T., 1978. Recognition and identification. In: R.L.S.a.R. J (Editor), *Landslides Analysis and Control*. Transp. Res. Board., pp. 34-80.
- Rizzo, V., 2002. GPS monitoring and new data on slope movements in the Maratea valley (Potenza, Basilicata). *Physics and Chemistry of the earth*, 27: 1535-1544.
- Scullin, C.M., 1994. Subsurface exploration using bucket auger borings and down-hole geologic inspection. *Bulletin of Engineering Geology*, 31: 91-105.
- Semenaud, J., 2000. Glissement-coulée de la Valette: analyse du contact Terres Noires/nappes de l'Embrunais-Ubaye dans son contexte régional, rapport de DEA.
- Serratrice, J.F., 2001. Glissement de la Clapière. Comparaison des MNTs de 1970 à 1997, Journées de mécanique des Sols et des Roches des LPC, Nancy.
- Shaum, A. et McHugh, M., 1991. Analytic method of image registration: displacement estimation and resampling. Technical Report NRL Naval Research laboratory, NDL report 9298: 1-33.
- Singhroy, V., Mattar, K.E. et Gray, A.L., 1998. Landslide characterisation in Canada using interferometric SAR and Combined SAR and TM images. *Adv. Space Research*, 21(3): 465-476.
- Squarzoni, C., 2003. Mesure des champs de déplacement de surface et modélisation numérique des glissements de terrain, Université Claude Bernard Lyon 1- Université de Padova, 212 pp.
- Squarzoni, C., Delacourt, C. et Allemand, P., 2003. Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. *Engineering geology*, 68: 53-66.
- Strzeczynski, P., Guillot, S., Courrioux, G., Ledru, P., soumis. 3D geometrical modelling of Stephanian granite from the Pelvoux massif (French Alps). *Compte rendu géosciences*.
- Tarchi, D., Casagli, N., Fanti, R., Leva, D.D., Luzy, G., Pasuto, A., Pieraccini, M. et Silvano, S., 2003. Landslide monitoring by using ground-based SAR interferometry: an exempl of application to the Tessina landslide in Italy. *Engineering geology*, 68: 15-30.
- Vadon, H. et Massonnet, D., 2002. Earthquake displacement fields mapped by very precise correlation. Complementarity with radar interferometry. *IGARSS proc.*: 1-4.
- Van Beek, L.P.H. et Van Asch, T.W.J., 1996. The mobility characteristics of the la Valette landslide. In: I. Senneset (Editor), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, pp. 1417-1421.

- Van Der Beek, P., Mbede, E., Andriessen, P. et Delvaux, D., 1998. Denudation history of the Malawi and Rukwa Rift flanks (East African Rift System) from apatite fission track thermochronology. *Journal of African Earth Sciences*, 26(3): 363-385.
- Van Puymbroeck, N., Michel, R., Binet, R., Avouac, J.P. et Taboury, J., 2000. Measuring earthquakes from optical satellite images. *Appl. Optic*, 39: 3486-3494.
- Van Westen, C.J. et Lulie Getahun, F., 2003. Analyzing the evolution of the Tessina landslide using aerial photographs and digital elevation models. *Geomorphology*, 54: 77-89.
- Vargas, G. C., 1992. Méthodologie pour l'établissement de cartes de sensibilité aux mouvements de terrain fondée sur l'utilisation d'un couple stéréographique SPOT XS/TM. Application à la région de Paz del Rio (Colombie). Proc. 1<sup>er</sup> Simposio Internacional sobre Sensores Remotos y SIG para el estudio de Riesgos Naturales, Bogota, Colombia, pp. 201-220.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movements: type and processes. *Landslides Analysis Control* (Ed. E. Beckel), Transp. Res. Board. Rep. 176: 11-33.
- Vassilopoulou, L., Hurni, L., Dietrich, V., Baltasvias, E., Pateraki, M., Lagios, E. et Parcharidis, I., 2002. Orthophoto generation using IKONOS imagery and high-resolution DEM: a case study on volcanic hazard monitoring of Nisyros Island (Greece). *Photogrammetry & Remote Sensing*, 57: 24-38.
- Vietmeier, J., Wagner, W. et Dikau, R., 1999. Monitorong moderate slope movements (landslides) in the southern French Alps using differential SAR interferometry, *Fringe* 1999.
- Wasowski, J. et Singhroy, V., 2003. Special issue from the Symposium on Remote Sensing and Monitoring of landslides. *Engineering geology*, 68: 1-2.
- Weber, D., 2001. Contribution de la géomorphologie à la connaissance des mouvements de terrains dans les "Terres Noires" alpines: le glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes de Hautes-Provence, France), Université LOUIS PASTEUR - STRASBOURG 1, Strasbourg, 316 pp.
- Weber, D. et Herrmann, A., 2000. Contribution de la photogrammétrie numérique à l'étude spatio-temporelle de versants instables: l'exemple du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171(6): 637-648.
- Wolf, P., R., et Dewitt, B., A., 2000. *Elements of Photogrammetry with Applications in GIS*, New-York, 608 pp.

## **ANNEXES**





Annexe 1: Certificat de calibration d'une chambre d'acquisition de l'IGN.

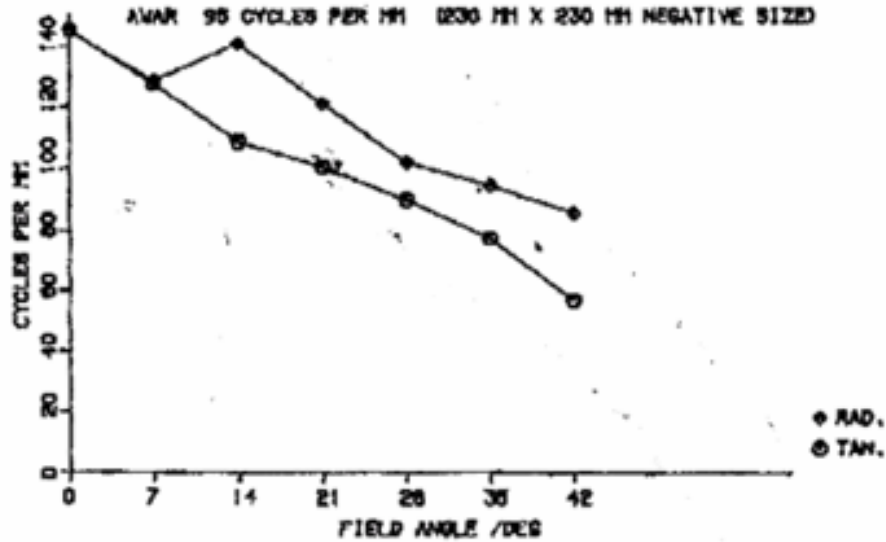
**DEUTSCHER KALIBRIERDIENST (DKD)**  
 Page 4 of certificate dated 13.12.93

00273
DKD-K-05202
93-11

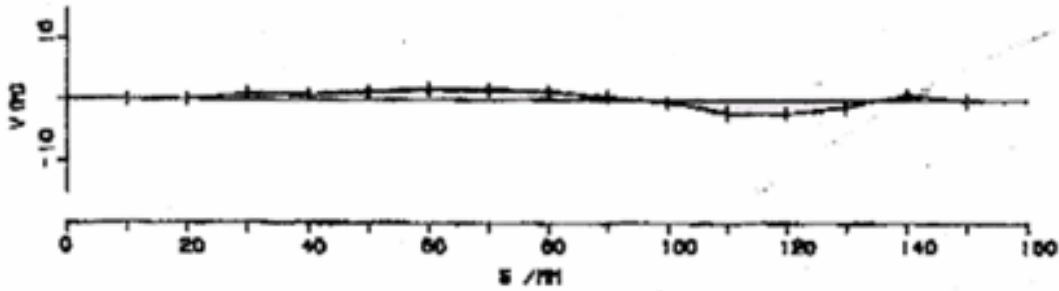
RMK TOP 15

NO. 142836

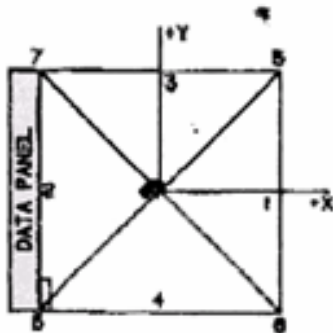
PHOTOGRAPHIC RESOLVING POWER



DEPARTURE OF AVERAGE DISTORTION FROM ZERO REFERENCE



PRINCIPAL POINT (PPA, PPS) AND FIDUCIAL CENTRE (FC)



COORDINATES, REFERRING TO PPS

	X / MM	Y / MM
PPA	-0.002	0.002
FC	-0.003	-0.000
FC (COOPER FIDUCIAL CENTRE)	-0.000	-0.000

1 = 0.01 MM, X-AXIS AS DEFINED BY FIDUCIAL MARK COORDINATES

$\alpha(1) = 0.0^\circ$      $\alpha(2) = \alpha(1) + 90^\circ$

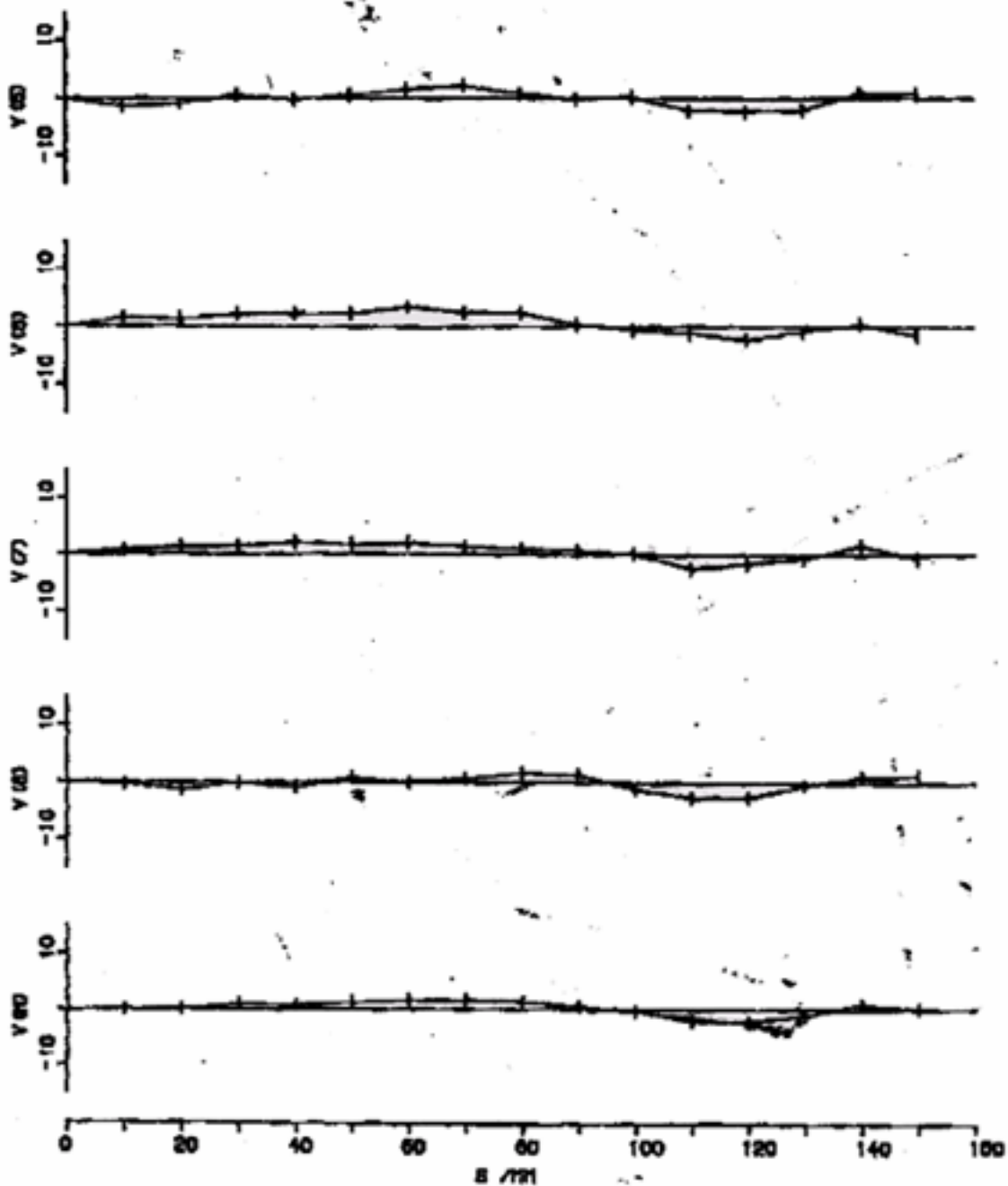
**DEUTSCHER KALIBRIERDIENST (DKD)**

Page 3 of certificate dated 13.12.93

00273
DKD-K-08202
93-11

RMK TOP 15 NO. 142836  
PLEOGON A3 4/153 NO. 142835  
CFL=153.527 MM

DISTORTION /0.001 MM, REFERRING TO PPS



**DEUTSCHER KALIBRIERDIENST (DKD)**

Page 2 of certificate dated 13.12.93

00273
DKD-K-05202
93-11

CAMERA TYPE: RMK TOP 15 SERIAL NO. 142836  
 LENS TYPE: PLEOGON A3 SERIAL NO. 142835  
 MAX. APERTURE: F/4 NOM. FOCAL LENGTH: 153 MM

1) CALIBRATED FOCAL LENGTH = 153.627 MM

2) DISTORTION /0.001 MM, REFERRING TO P.P. OF SYMMETRY PP8

S/MP= 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140 150

5	0	-2	-1	1	0	3	2	2	1	0	0	-2	-2	-2	1	1
6	0	1	-1	2	2	2	3	2	2	0	-1	-1	-2	-1	0	-1
7	0	1	1	1	2	2	2	1	1	1	0	-3	-2	-1	2	-1
8	0	0	-1	0	-1	1	0	1	2	1	-1	-3	-3	0	1	1

AV. 0 0 0 1 1 1 2 2 1 1 0 -2 -2 -1 1 0

3) P.P. OF AUTO-COLLIMATION AND FIDUCIAL CENTRE. REFERRING TO PP8

P.P. OF AUTO-COLLIMATION PPA X= -.002 Y= .002 MM  
 FIDUCIAL CENTRE FC X= -.003 Y= .000 MM  
 CORNER FIDUCIAL CENTRE FCC X= -.006 Y= .000 MM

4) FIDUCIAL MARKS. REFERRING TO PP8

X1= 112.989 X2=-113.010 X3= -.004 X4= -.003 MM  
 Y1= -.001 Y2= .001 Y3= 113.002 Y4=-113.001 MM  
 DISTANCES 1-2= 225.999 3-4= 225.003 MM  
 X5= 112.998 X6=-113.007 X7=-113.010 X8= 113.000 MM  
 Y5= 113.005 Y6=-113.003 Y7= 112.998 Y8=-113.000 MM

5) PHOTOGRAPHIC RESOLVING POWER, IN CYCLES PER MM  
 (AG PER DEFINITION, R. P. IS NOT A CALIBRATED DATUM)  
 AREA WEIGHTED AVERAGE RESOLUTION 95

FIELD ANGLE /DEG = 0 7 14 21 28 35 42

RADIAL LINES 145 129 141 121 102 95 86  
 TANGENTIAL LINES 145 128 109 101 90 77 57

FILM: KODAK PANATOMIC X 3412 SPEED 40 AFS  
 DEVELOPED IN GEYASET

6) Filter

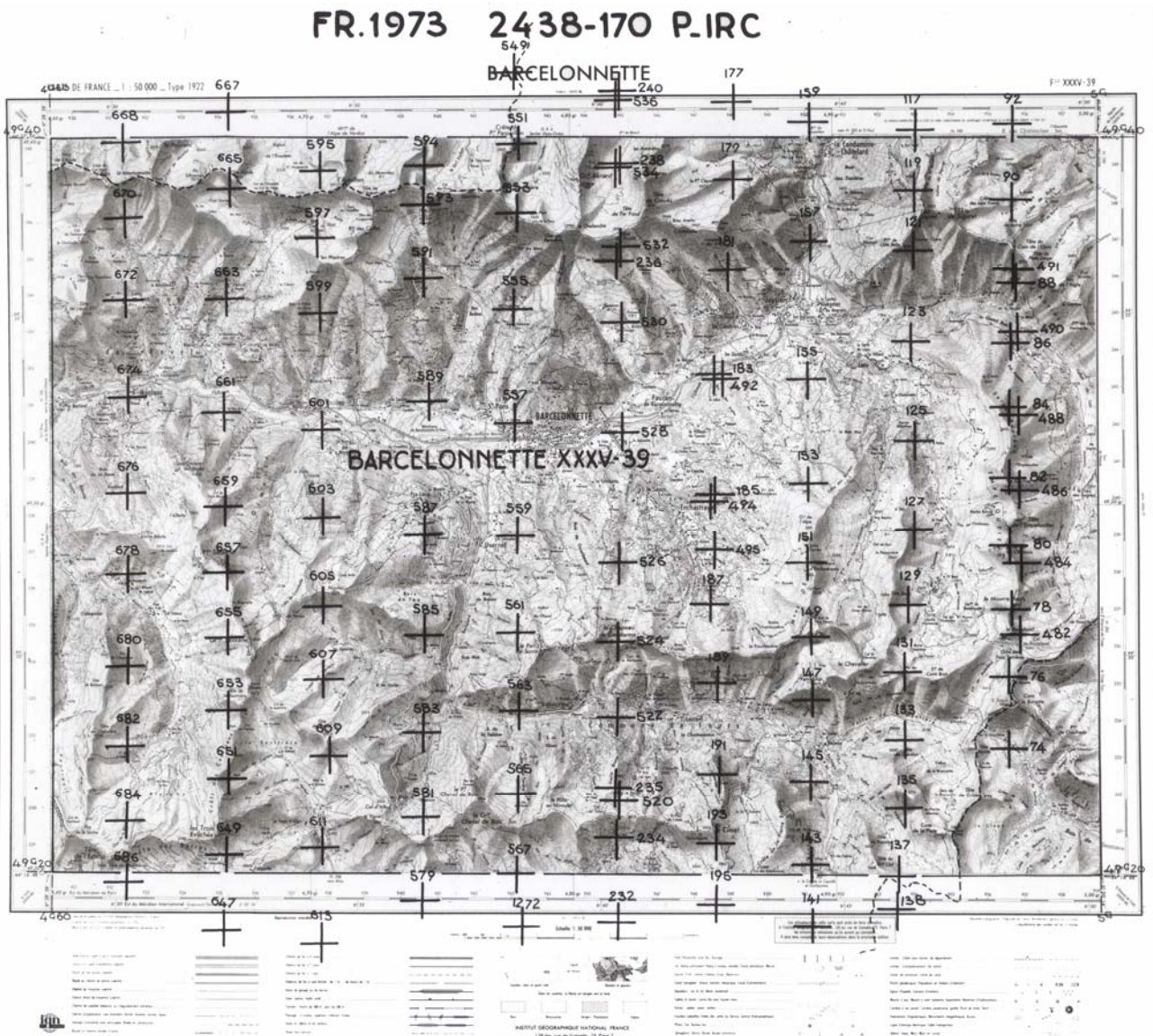
KL-F 36% No.: 144 473

7) Magazine

FK 24/120 No.: 137 708  
 T-MC No.: 144 872

## Annexe 2: Plan de vol d'une mission IGN.

*Le centre des clichés est matérialisé par les croix noires.*



## Annexe 3: Paramètres et résultats des calcul des MNT de la Clapière

Tableau 1 : Caractéristiques des images brutes IGN

	1974	1983	1988	1991	1995	1999
<b>Mission</b>	FR 2576	IFN 06 PP	FD 06 NORD	FP 3540- 3840	FD06	FD06
<b>Numéro des clichés</b>	963-964	787-788	210-211	60-61	1080-1081	434-435
<b>Date d'acquisition</b>	01-07-74	06-09-83	12-07-88	18-07-91	25-06-95	04-06-99
<b>Surface couverte au sol (m<sup>2</sup>)</b>	3910*3910	3910*3910	6900*6900	6900*6900	4600*4600	5750*5750
<b>Echelle du cliché</b>	1 :17 000	1 :17 000	1 :30 000	1 :30 000	1 :20 000	1 :25 000
<b>Résolution sol moyenne (m)</b>	0.62	0.69	1.12	0.96	0.80	0.75
<b>Taille du cliché en cm<sup>2</sup></b>	23*23	23*23	23*23	23*23	23*23	23*23
<b>Taille du cliché en pixels</b>	76176230	76176230	76176230	76176230	76176156	76176230

Tableau 2 : Orientation interne et externe des caméras de la Clapière

		1974	1983	1988	1991	1995	1999
<b>Paramètres d'orientation interne</b>							
Résolution image ( $\mu\text{m}$ )		28	28	28	28	28	28
Focale (mm)		151.750	213.81	151.830	151.792	153.527	152.910
Coordonnées PPA (mm)	$\xi$	-0.015	-0.006	0.000	0.005	-0.002	0.012
	$\eta$	0.011	0.006	-0.009	-0.013	0.002	-0.005
Distorsion radiale maximum ( $\mu\text{m}$ )		12	2	9.6	9	2	2
<b>Paramètres approchés d'orientation externe</b>							
Coordonnées des centres des clichés (Lambert II étendu)	$X_1$		967325	968475	968250	965225	967300
	$Y_1$		1928675	1928200	1927050	1927900	1928100
	$X_2$		967400	966850	971300	968250	967400
	$Y_2$		1927300	1928000	1927390	1928100	1926075
Altitude de prise de vue	$Z_1$		-	-	-	-	5643
	$Z_2$		-	-	-	-	5632
Angles initiaux	$\omega$		0	0	0	0	0
	$\varphi$		0	0	0	0	0
	$\kappa$		$\pi/2$	$\pi$	0	0	$\pi/2$
<b>Points de contrôle</b>							
Nombre de points absolus utilisés		18	20	20	33	31	28
Nombre de points relatifs utilisés		148	181	161	104	203	109
<b>Résultats de l'orientation en bloc</b>							
Baseline	X	55.41	1524.55	2811.31	2838.81	88.54	1830.97
	Y	1342.88	129.96	95.49	203.53	1994.49	139.12
	Z	39.94	5.52	103.02	3.21	25.54	12.82
	Total	1344.62	1530.09	2814.82	2846.10	1996.62	1836.29
Précision de position de la caméra 1 (m)	X	32.34	50.86	54.75	16.41	9.86	15.45
	Y	37.08	55.76	51.49	22.76	13.83	11.03
	Z	18.56	7.69	17.17	5.92	4.60	6.22
Précision de position de la caméra 2 (m)	X	33.46	50.86	52.29	16.69	9.86	16.05
	Y	37.74	56.17	52.65	23.27	13.22	11.50
	Z	4.21	21.60	43.12	9.13	3.75	4.53
Angles de la caméra 1 (rad)	$\omega$	-0.0236	0.0024	-0.0004	0.0136	0.0292	-0.0022
	$\varphi$	0.0106	-0.0030	0.0450	0.0063	-0.0195	0.0054
	$\kappa$	1.5955	3.2131	0.0508	0.1123	1.6227	3.2010
Précision des angles de la caméra 1 (rad)	$\omega$	0.0112	0.0105	0.0087	0.0043	0.0030	0.0027
	$\varphi$	0.0100	0.0096	0.0094	0.0030	0.0022	0.0035
	$\kappa$	0.0013	0.0010	0.0018	0.0009	0.0006	0.0009
Angles de la caméra 2 (rad)	$\omega$	-0.0300	0.0041	-0.0082	0.0097	0.0164	0.0136
	$\varphi$	0.0081	-0.0026	0.0490	0.0042	-0.0064	0.0056
	$\kappa$	1.5934	3.2062	0.0470	0.1127	1.6239	3.2086
Précision des angles de la caméra 2 (rad)	$\omega$	0.0112	0.0105	0.0087	0.0043	0.0029	0.0027
	$\varphi$	0.0100	0.0096	0.0093	0.0031	0.0021	0.0037
	$\kappa$	0.0011	0.0010	0.0018	0.0009	0.0006	0.0009
Précision moyenne des positions des points relatifs (m)		10.47	13.13	17.92	11.47	8.84	10.06

Tableau 3: Corrélation des couples stéréoscopiques de la Clapière

	1974	1983	1988	1991	1995	1999
<b>Corrélation 1</b>						
<i>Paramètres de la corrélation</i>						
- facteur de sous échantillonnage	8	8	8	8	8	8
- taille de la fenêtre de corrélation (px)	25*25	25*25	25*25	25*25	25*25	25*25
- pas de corrélation (px)	1*1	1*1	1*1	1*1	1*1	1*1
- taille de la zone de recherche (px)	15*15	15*15	15*15	15*15	15*15	15*15
<i>Résultats de la corrélation</i>						
-% de points corrélés (flag = 1)	65.9	65.3	48.7	66.3	69.4	71.9
-% des points corrélés avec un coefficient de corrélation > 0.7	98.9	99.3	100	98.6	96.2	98.9
<b>Corrélation 2</b>						
<i>Paramètres de la corrélation</i>						
- facteur de sous échantillonnage	4	4	4	4	4	4
- taille de la fenêtre de corrélation (px)	15*15	15*15	15*15	15*15	15*15	15*15
- pas de corrélation (px)	1*1	1*1	1*1	1*1	1*1	1*1
- taille de la zone de recherche (px)	8*8	8*8	8*8	8*8	8*8	8*8
<i>Résultats de la corrélation</i>						
-% de points corrélés (flag = 1)	69.5	71.8	75.5	73.4	69.9	76.8
-% des points corrélés avec un coefficient de corrélation > 0.7	99.5	99.9	99.2	98.6	98.2	97.5
<b>Corrélation 3</b>						
<i>Paramètres de la corrélation</i>						
- facteur de sous échantillonnage	2	2	2	2	2	2
- taille de la fenêtre de corrélation (px)	13*13	13*13	13*13	13*13	13*13	13*13
- pas de corrélation (px)	1*1	1*1	1*1	1*1	1*1	1*1
- taille de la zone de recherche (px)	6*6	6*6	6*6	6*6	6*6	6*6
<i>Résultats de la corrélation</i>						
-% de points corrélés (flag = 1)	69.9	72.7	75.9	72.2	65.0	73.9
-% des points corrélés avec un coefficient de corrélation > 0.7	98.5	99.2	98.5	96.5	99.0	95.2



Tableau 4: Calcul des MNT à partir des couples stéréoscopiques de la Clapière

	1974	1983	1988	1991	1995	1999
<b>Paramètres du calcul</b>						
- seuil de tri des points par leur résidu (mm)	1	1	1	1	1	1
- taille du filtre médian	30*30	30*30	30*30	30*30	30*30	30*30
- seuil de tri des points par le filtre médian (m)	15	15	15	15	15	15
<b>Résultats du calcul des MNT</b>						
-% points non calculés	24.01	23.48	10.70	19.05	22.88	17.10
% points éliminés au filtrage	7.87	5.75	8.97	9.12	5.04	3.97
<b>Caractéristiques des MNT</b>						
-Pas d'échantillonnage (m)	1	1	1	1	1	1
-Résolution réelle (m)						
- Taille des MNT						
en m	2416*2559	2186*2162	1781*2106	2715*3491	3183*3312	2661*2684
en pixels	6 182 544	4 726 132	3 750 786	9 478 065	10 542 096	7 142 124
<b>Précision relative moyenne (m)</b>						
planimétrique	0.7	0.4	1.5	0.9	0.6	1.1
altimétrique	1.4	1.1	2.1	1.7	1.3	1.8
<b>total</b>	<b>1.6</b>	<b>1.2</b>	<b>2.6</b>	<b>1.9</b>	<b>1.4</b>	<b>2.1</b>
<b>Précision absolue (m)</b>						
planimétrique	6.9	7.7	10.9	9.8	7.0	7.2
altimétrique	6.9	2.7	12.3	6.2	5.6	3.6
<b>total</b>	<b>9.7</b>	<b>8.2</b>	<b>16.4</b>	<b>11.6</b>	<b>9.0</b>	<b>8.0</b>
<b>Précision réorientation (m)</b>						
planimétrique	1.6	1.8	2.0	1.8	1.1	-
altimétrique	2.1	1.4	1.7	2.1	1.7	-
<b>total</b>	<b>2.6</b>	<b>2.3</b>	<b>2.6</b>	<b>2.8</b>	<b>2.0</b>	-

## Annexe 4 : Extraits des images de la Clapière pour le calcul des MNT

**1974**

image 963



**1983**

image 787



**1988**

image 210



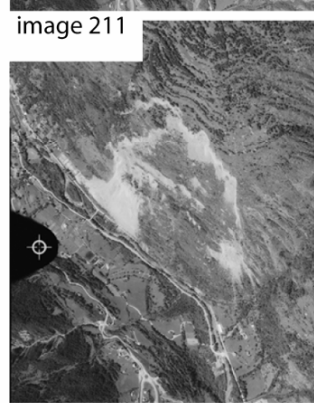
image 963



image 788



image 211



**1991**

image 60



**1995**

image 1080



**1999**

image 434



image 61



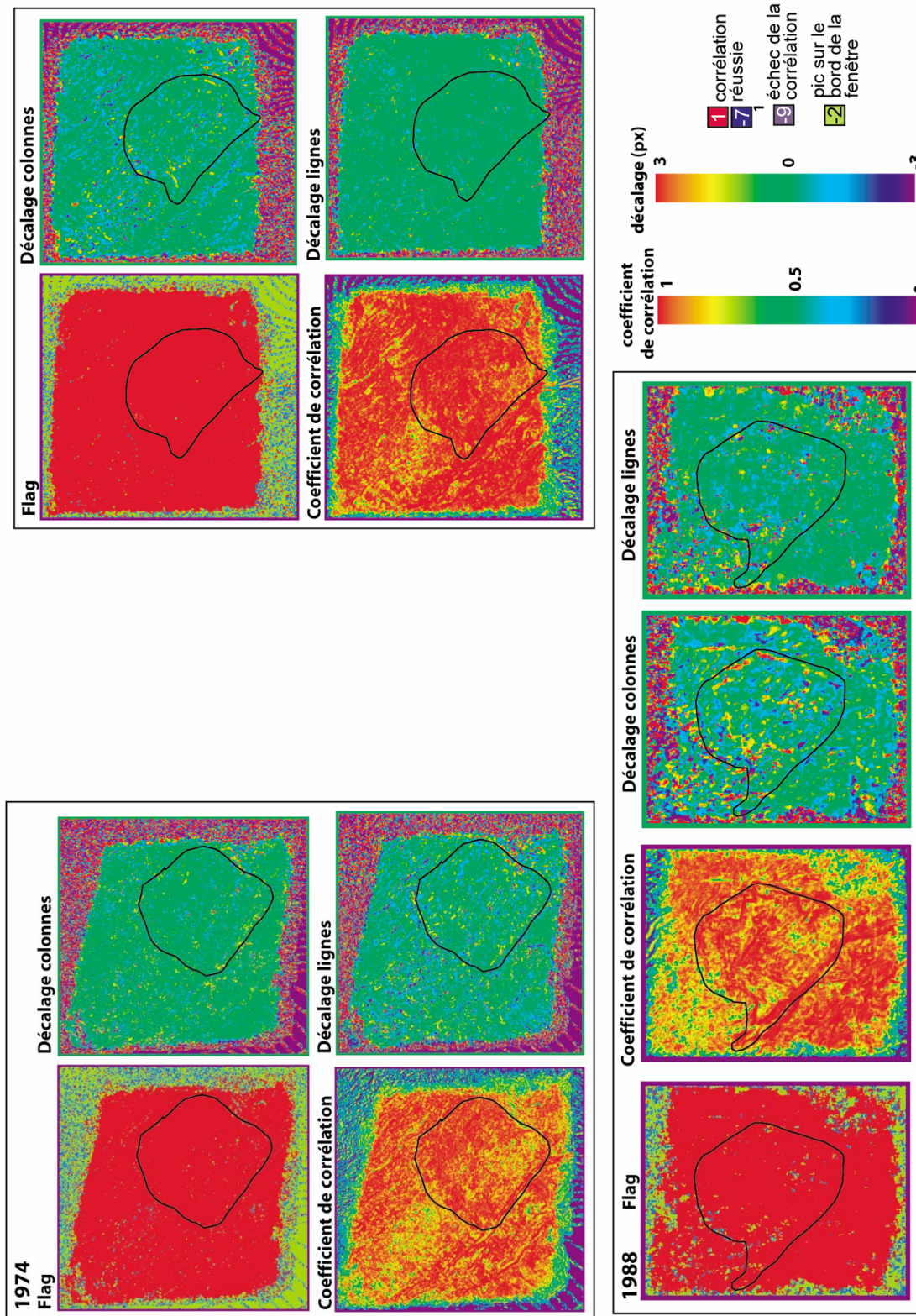
image 1081

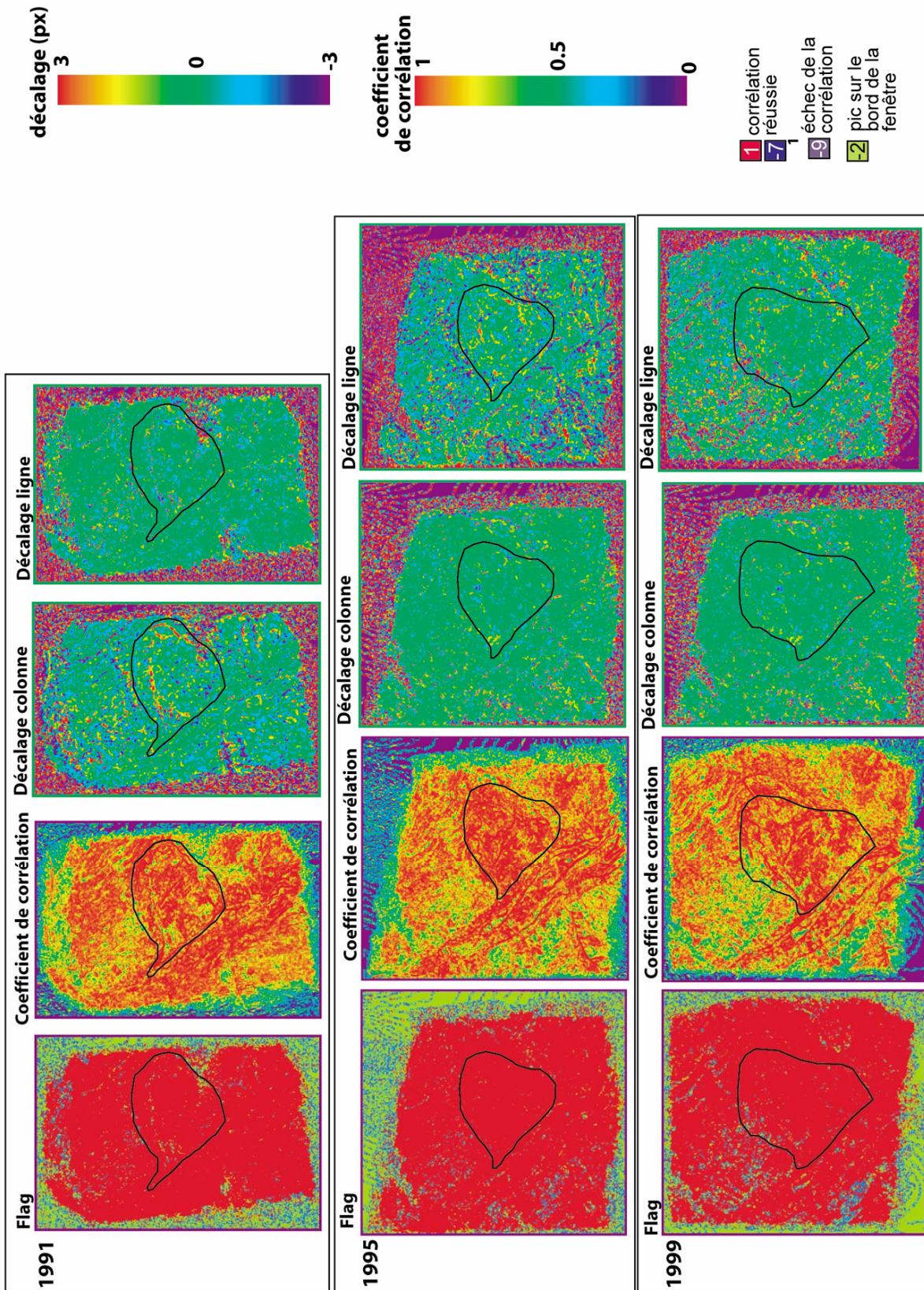


image 435

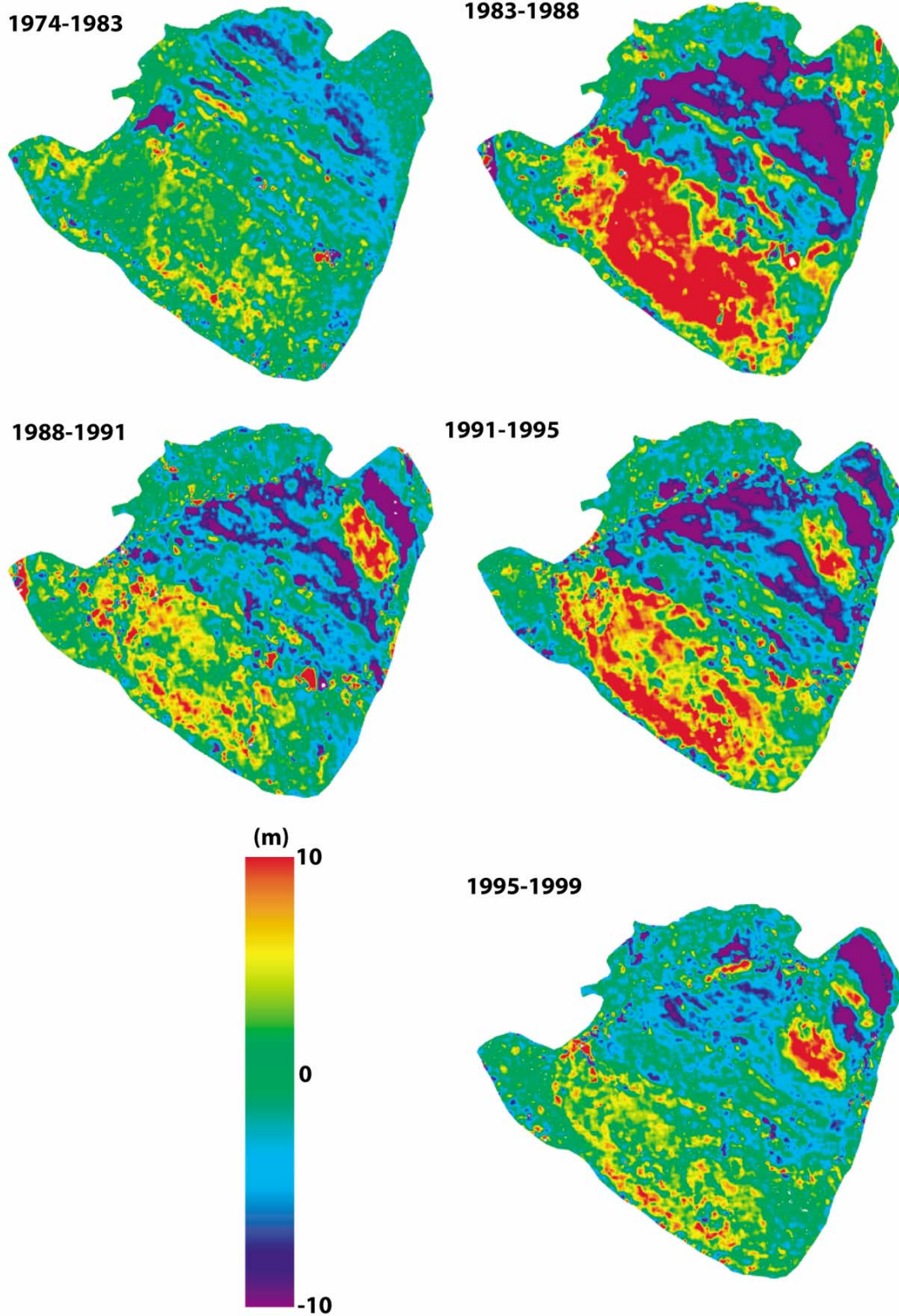


## Annexe 5 : résultats de la corrélation 3 des couples stéréoscopiques des images de la Clapière





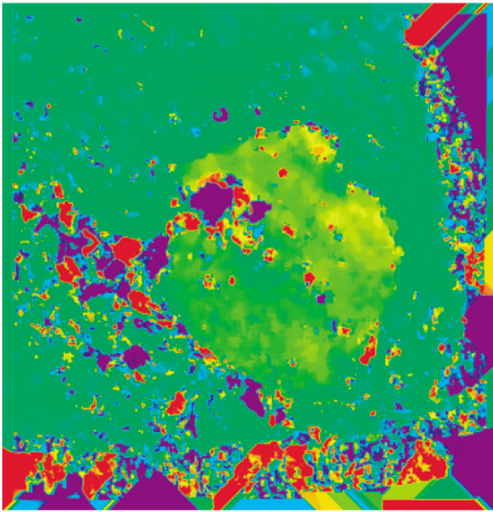
## Annexe 6 : MNT différentiels bruts de la Clapière



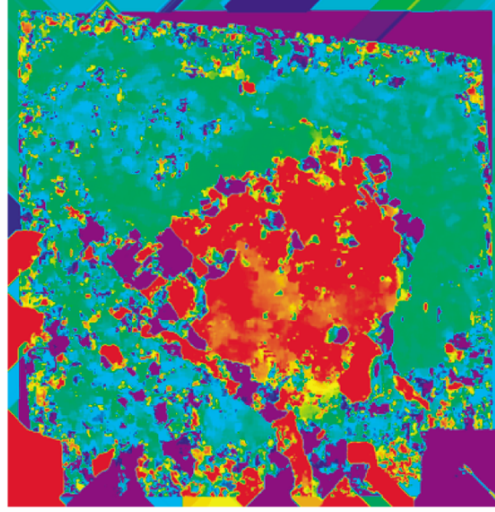
## Annexe 7 : corrélation automatique des orthoimages de la Clapière

### Décalage colonne

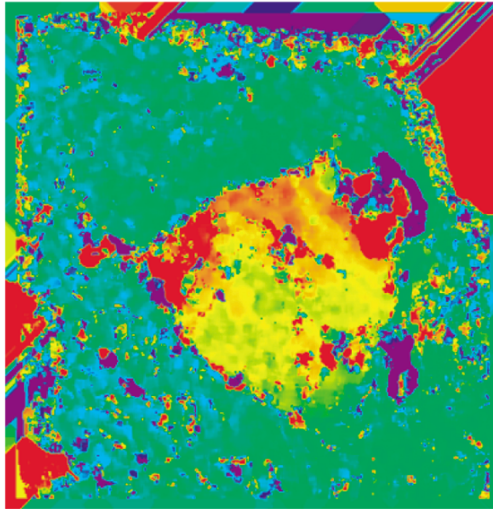
1974-1983



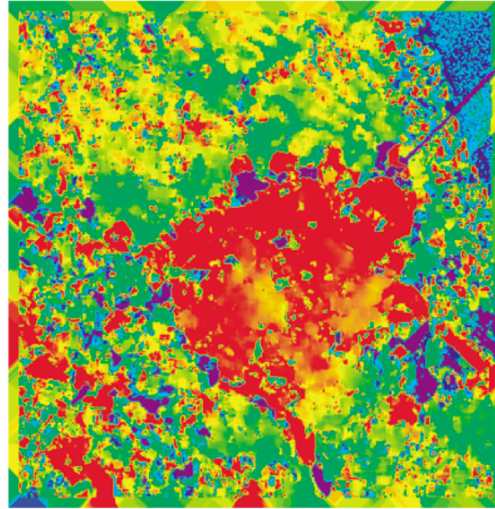
1983-1988



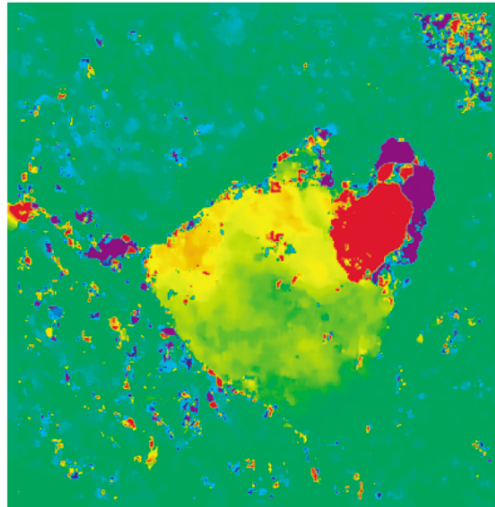
1988-1991



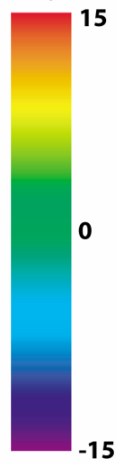
1991-1995



1995-1999

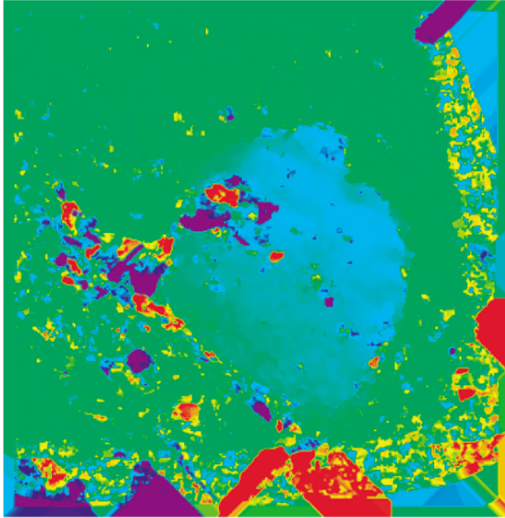


décalage (px)

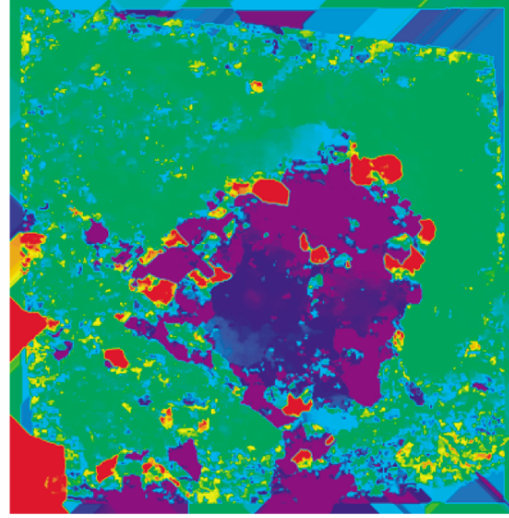


**Décalage ligne**

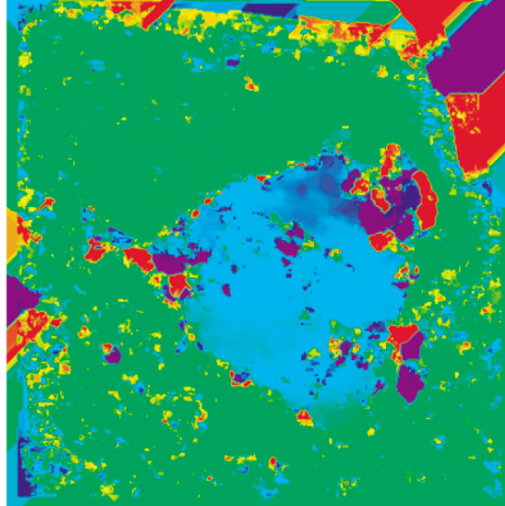
1974-1983



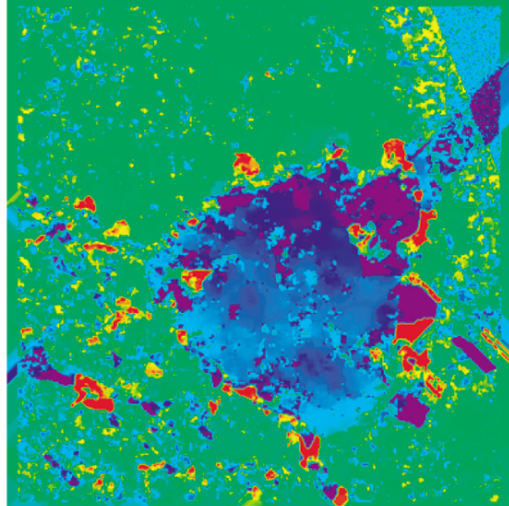
1983-1988



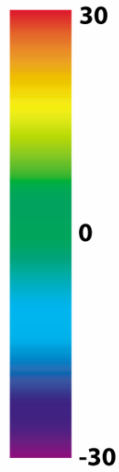
1988-1991



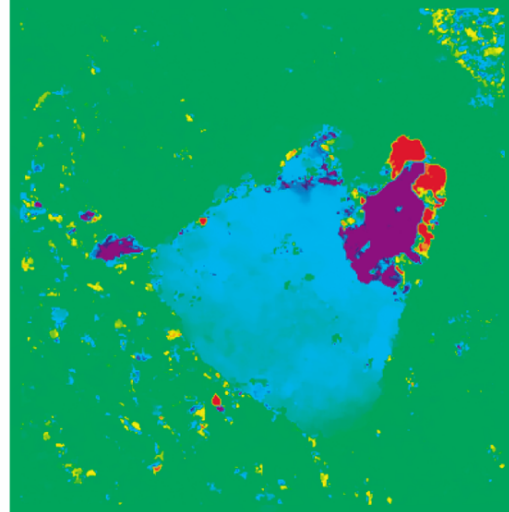
1991-1995



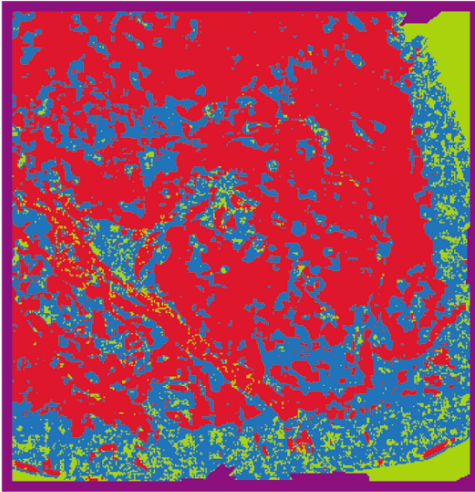
décalage (px)



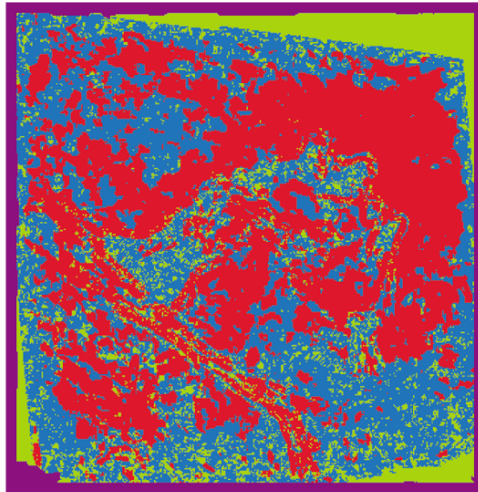
1995-1999



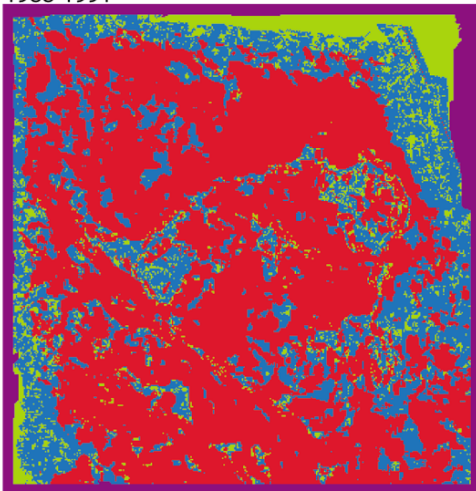
Corrélation des orthoimages - tableaux des indicateurs  
1974-1983



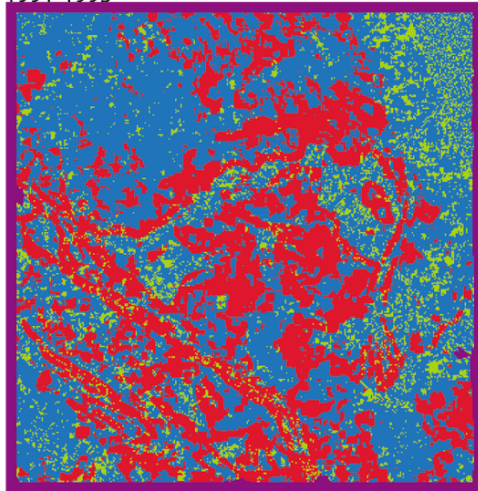
1983-1988



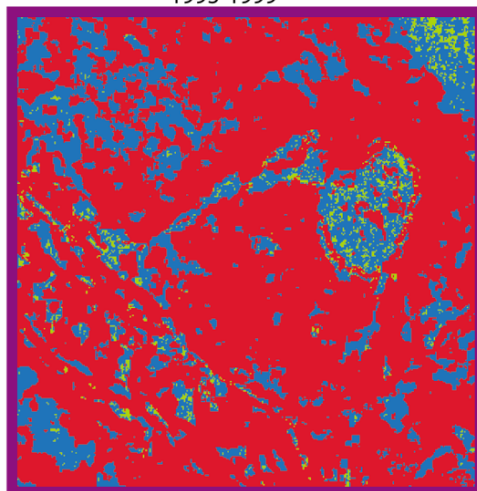
1988-1991



1991-1995

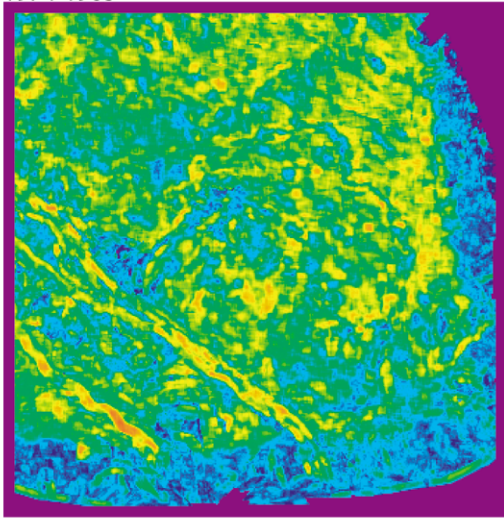


1995-1999

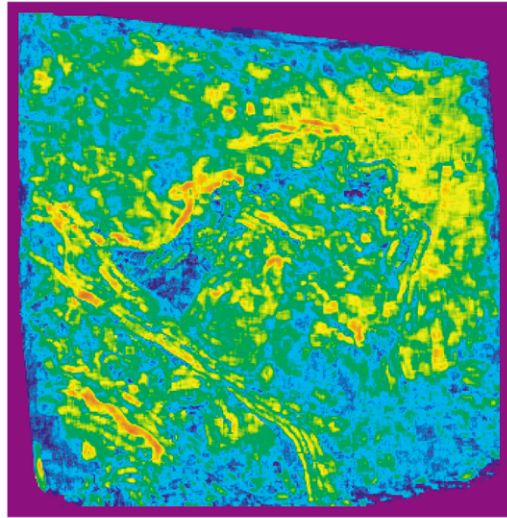




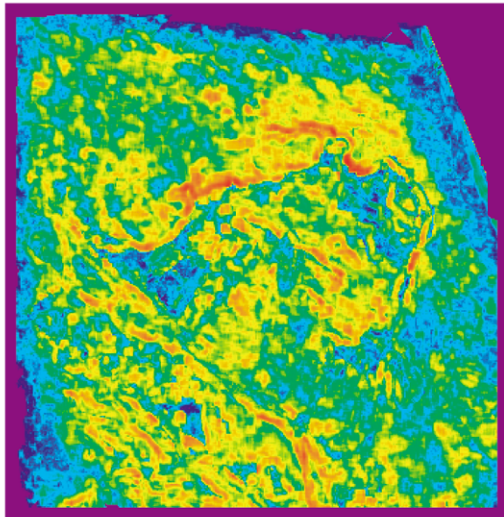
corrélacion des orthoimages - coefficients de corrélation  
1974-1983



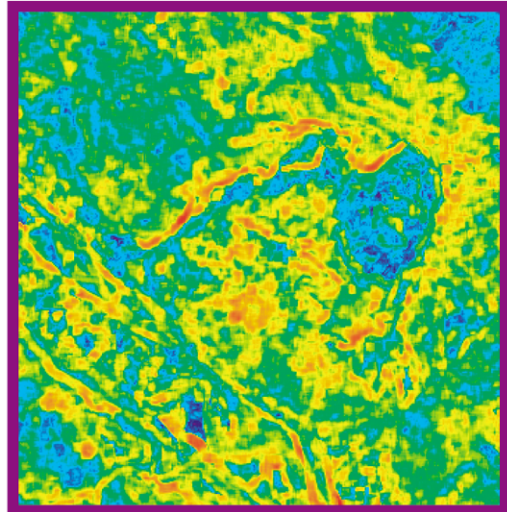
1983-1988



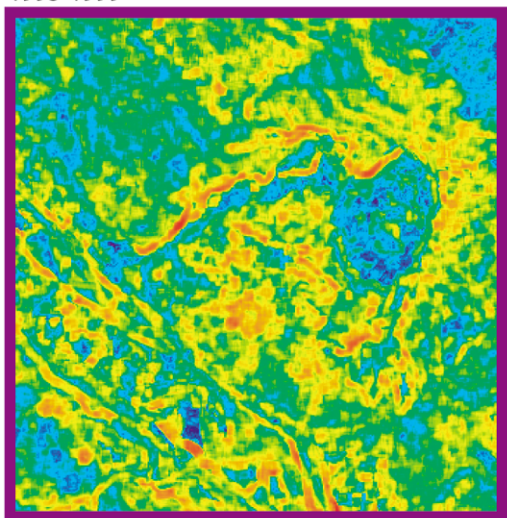
1988-1991



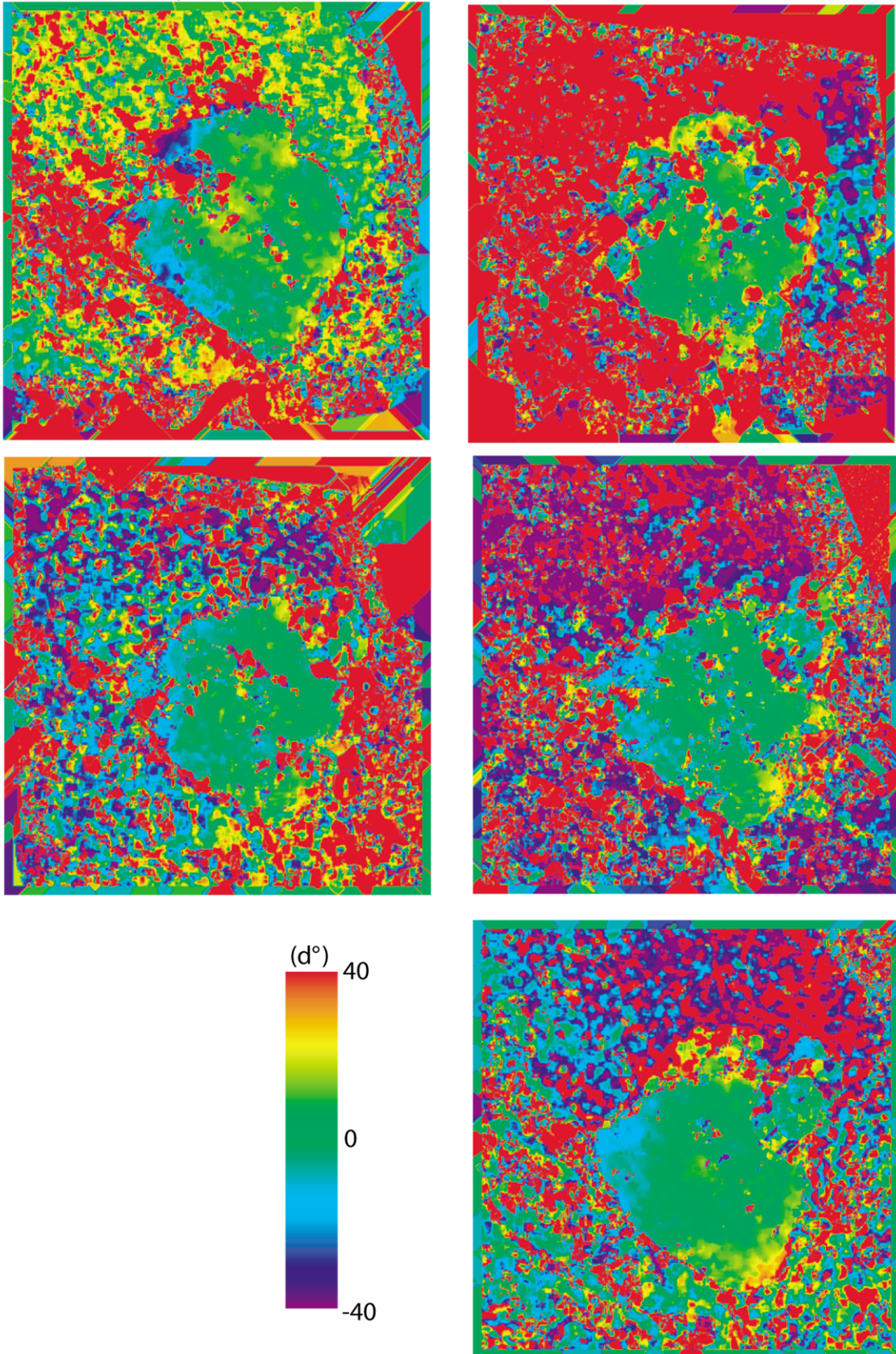
1991-1995



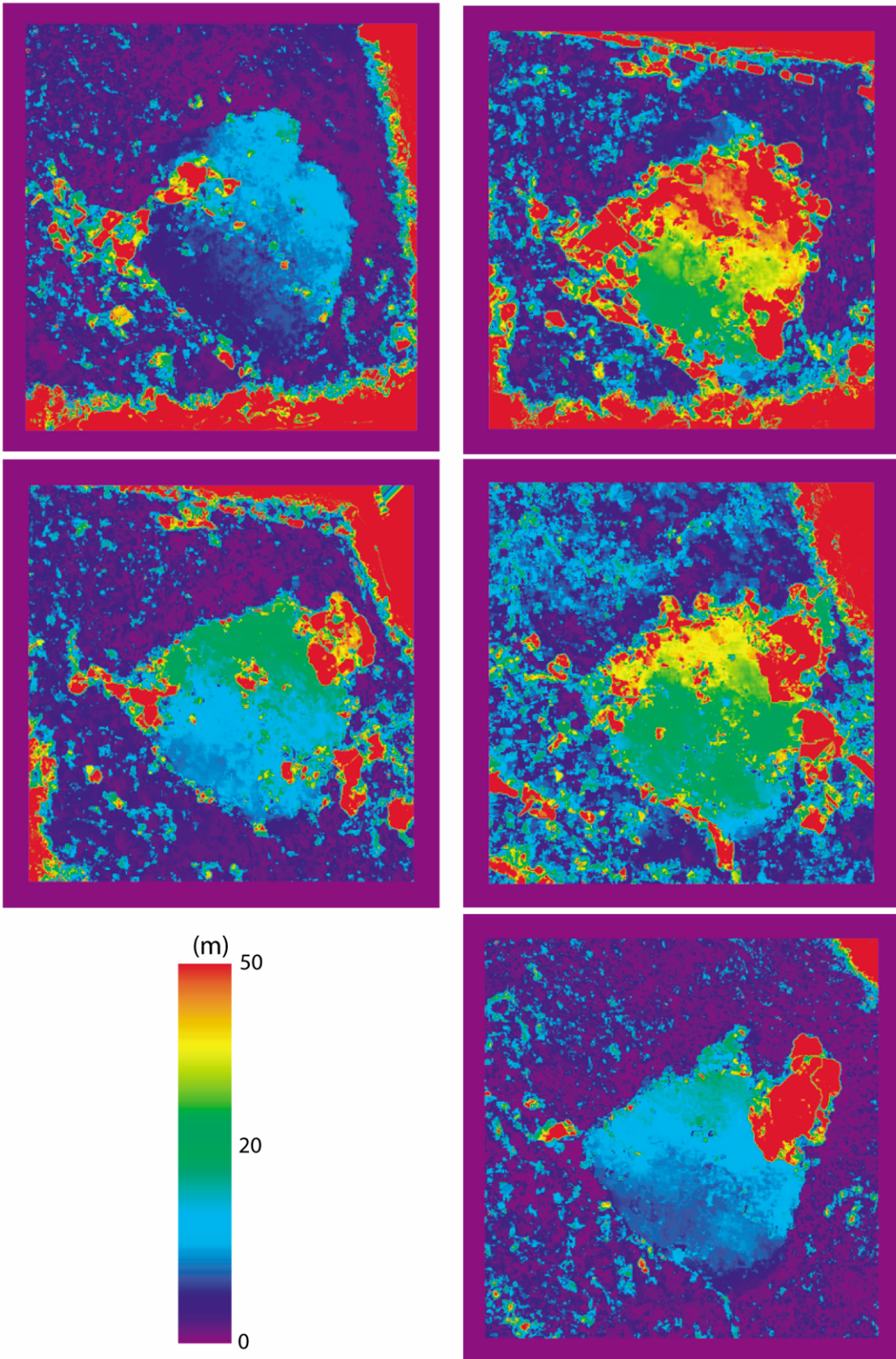
1995-1999



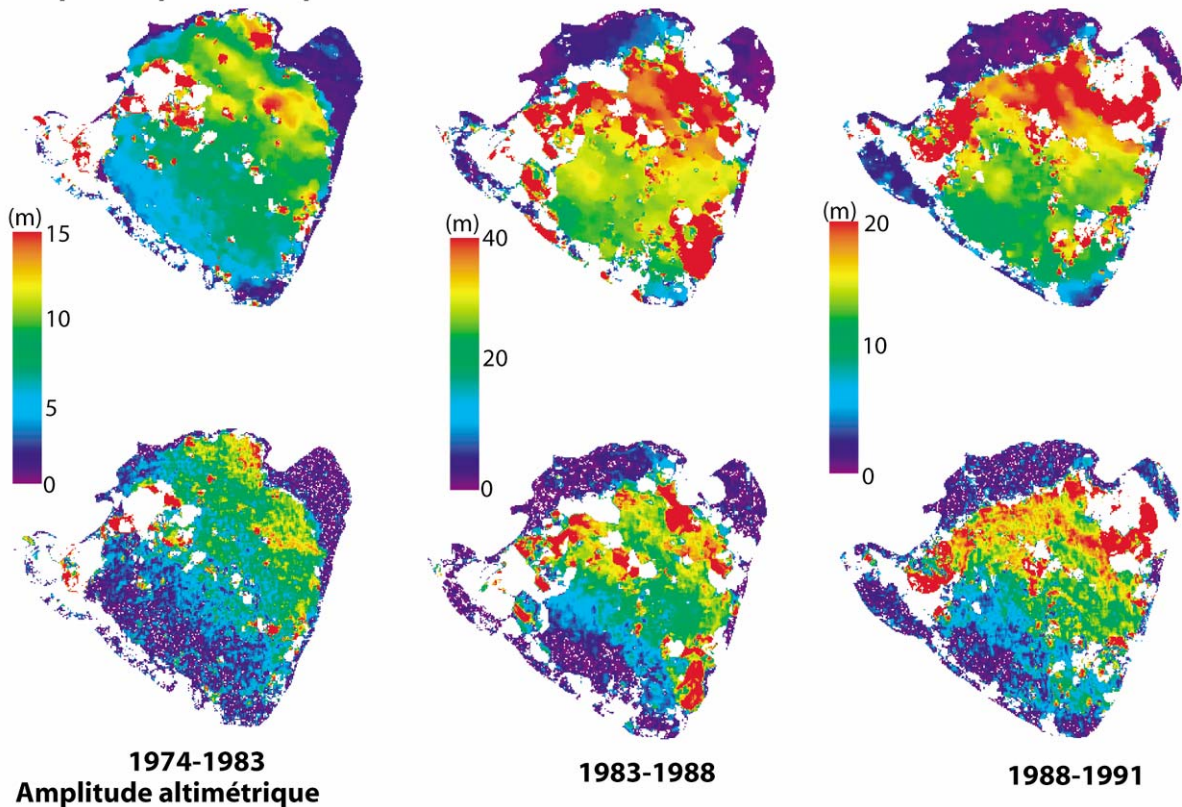
Direction des déplacements



Amplitude des déplacements 3D

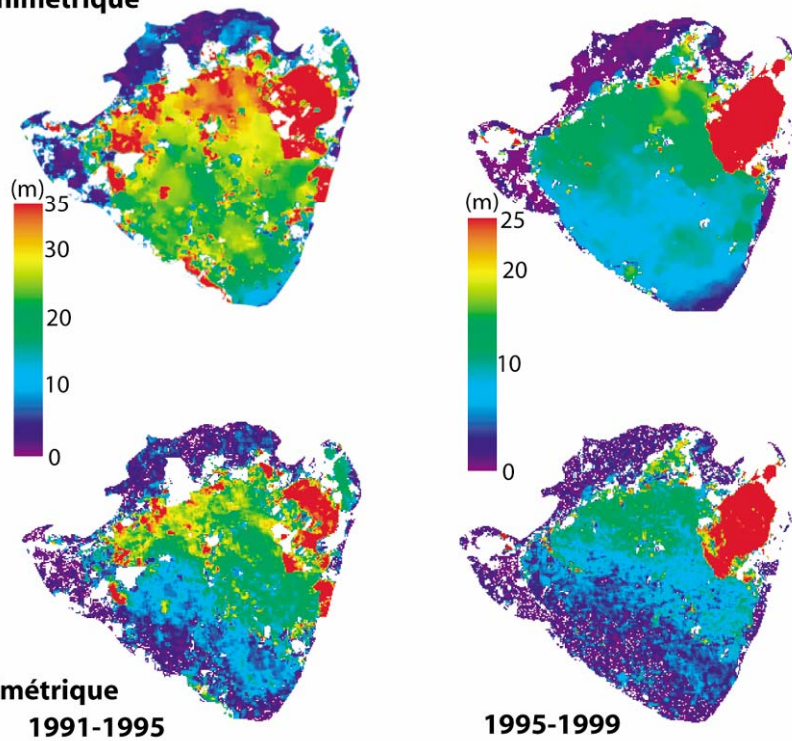


**Amplitude planimétrique**



**Amplitude altimétrique**

**Amplitude planimétrique**



**Amplitude altimétrique**

## Annexe 8 : Comparaison des amplitudes des déplacements planimétriques calculées par corrélation automatique et par distancemétrie

	1974-1983	1983-1988	1988-1991	1991-1995	1995-1999
<b>Cible 6 (cm/j)</b>					
-corrélation	0.294	0.323	0.054	0.446	0.068
-distancemétrie	0.325	0.327	0.024	0.068	0.042
<b>Cible 10 (cm/j)</b>					
-corrélation	0.334	1.955	1.427	1.763	4.254
-distancemétrie	0.473	2.609	1.860	1.807	1.234
<b>Cible 22 (cm/j)</b>					
-corrélation	0.225	0.140	0.043	0.128	0.103
-distancemétrie	0.156	1.281	1.080	1.334	0.007
<b>Cible 23 (cm/j)</b>					
-corrélation	0.160	1.417	1.001	1.507	0.585
-distancemétrie	0.192	1.435	1.133	1.177	0.560
<b>Cible 24 (cm/j)</b>					
-corrélation	0.130	1.358	1.088	1.333	0.561
-distancemétrie	0.223	1.340	1.011	1.014	0.462
<b>Cible 25 (cm/j)</b>					
-corrélation	-	0.214	0.135	0.543	0.085
-distancemétrie	-	0.008	0.007	0.006	0.010
<b>Cible 29 (cm/j)</b>					
-corrélation	-	-	1.663	1.807	0.888
-distancemétrie	-	-	1.781	1.809	0.917
<b>Cible 33 (cm/j)</b>					
-corrélation	-	1.574	1.093	1.585	0.606
-distancemétrie	-	2.065	1.205	1.356	0.640
<b>Cible 35 (cm/j)</b>					
-corrélation	-	-	2.604	2.959	5.626
-distancemétrie	-	-	0.048	1.737	5.258
<b>Cible 38 (cm/j)</b>					
-corrélation	-	-	0.024	1.139	0.059
-distancemétrie	-	-	0.005	0.003	0.001
<b>Cible 42 (cm/j)</b>					
-corrélation	-	-	0.060	1.581	0.525
-distancemétrie	-	-	0.032	0.167	0.901
<b>Cible 44 (cm/j)</b>					
-corrélation	-	-	1.167	1.427	0.607
-distancemétrie	-	-	1.281	1.353	0.637
<b>Cible 48 (cm/j)</b>					
-corrélation	-	-	2.914	3.956	3.885
-distancemétrie	-	-	-	3.255	4.397
<b>Vitesse moyenne (cm/j)</b>					
-corrélation	0.23	1.60	1.23	1.60	0.93
-distancemétrie	0.27	1.30	0.91	1.27	1.16

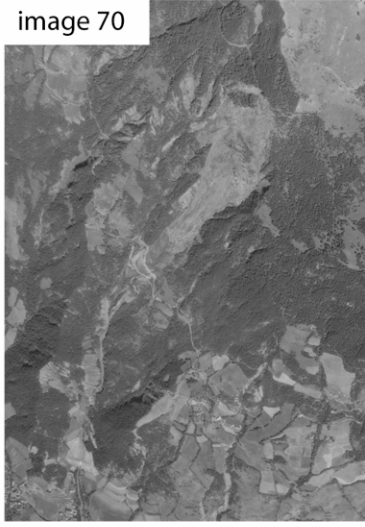
## Annexe 9 : Extraits des images de la Valette pour le calcul des MNT

**1988**

image 69



image 70

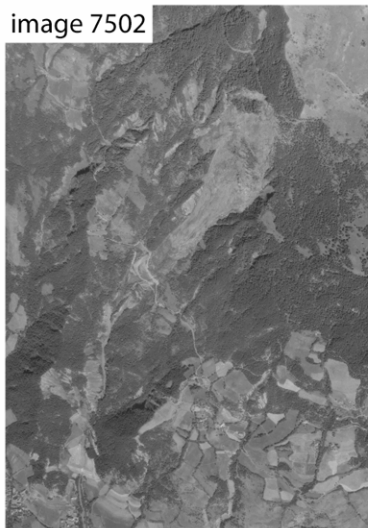


**1995**

image 7501



image 7502



**2000**

image 216

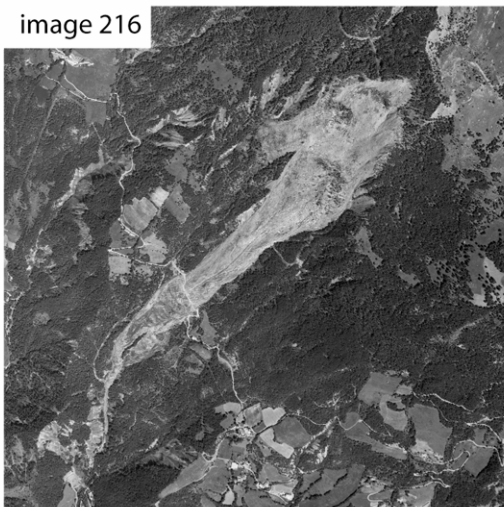
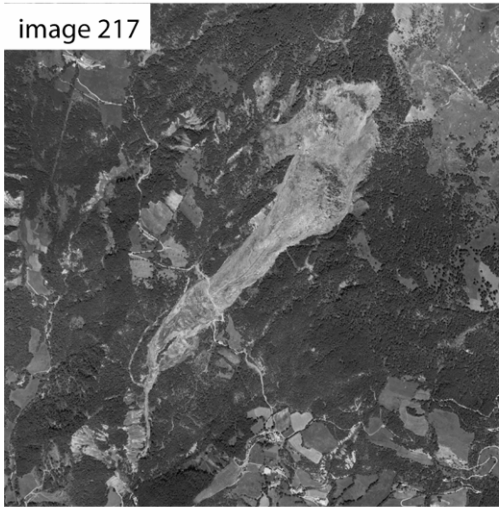


image 217









## RESUME

La compréhension des mécanismes qui contrôlent l'activité des glissements de terrain, nécessite de quantifier la topographie, la morphologie, les transferts de matière et la cinématique des zones instables. Cette caractérisation est préalable à l'interprétation et à la modélisation des processus. Elle doit être réalisée à différentes échelles spatiales et temporelles, afin de pouvoir dissocier les différents mécanismes en présence. La télédétection est un outil particulièrement adapté pour ce type d'étude, puisqu'elle permet d'avoir une vision globale des objets, tout en s'affranchissant de la présence d'opérateurs sur les sites. En outre, la diversité des capteurs permet, aujourd'hui, de travailler à partir de supports d'échelles spatiales et temporelles variées. Parmi les différents supports disponibles, les images de résolution métrique de l'Institut Géographique National (IGN) constituent une base de données de plus de 50 ans, qui permet de suivre l'évolution des zones instables à l'échelle historique. De nouvelles plateformes d'acquisition, telles que les DRONE, permettent, pour leur part, de travailler à très haute résolution spatiale, tout en adaptant la résolution temporelle aux besoins des utilisateurs.

L'objectif de ce travail est d'extraire les informations topographiques, morphologiques et cinématiques, à partir de ces images optiques haute et très haute résolution spatiale, puis d'exploiter le potentiel de ces données, pour caractériser l'activité des glissements de terrain. Cette technique est appliquée aux glissements français de la Valette et de la Clapière, localisés dans les Alpes du Sud. L'étude de ces différents paramètres nécessite de disposer de données 3D, telles que les Modèles Numériques de Terrain (MNT), et d'images orthorectifiées. Par conséquent, une méthode de restitution automatique de la topographie, à partir d'images aériennes stéréoscopiques, a été développée. Elle se décompose en trois étapes : l'orientation des capteurs, la corrélation des images stéréoscopiques et le calcul du MNT. Cette méthodologie permet de générer des cartes de précision de la restitution de la topographie. La précision relative des MNT est métrique pour les images IGN et centimétrique pour les images DRONE. Leur précision absolue est de l'ordre de quelques mètres. Cette méthode s'applique à tous les supports aériens, acquis en prise de vue verticale. Ces MNT sont ensuite utilisés pour calculer des orthoimages, pour extraire les pentes, pour mesurer les variations verticales de la topographie et les champs de déplacement des zones instables. Les données morphologiques et cinématiques, disponibles pour les glissements de la Clapière et de la Valette, ont permis de valider cette méthodologie. Ces données permettent également de suivre l'évolution spatiale et temporelle historique de ces glissements. A partir de ces observations de surface, la surface de rupture de ces glissements a été modélisée, d'abord qualitativement puis quantitativement. Le comportement en rotation de la Clapière est souligné, avec une profondeur de la surface de rupture évaluée à 80 m environ. La Valette se décompose en une partie sommitale en rotation et en une coulée en translation.