



CONTRIBUTION DE UPE-MLV / OTIG

Rapport final Fondation MAIF
ALEA ET RISQUE SECHERESSE
Armines – Centre de Géosciences,
coordonnateur
Janvier 2009



Rapport final Fondation MAIF
ALEA ET RISQUE SECHERESSE
Armines – Centre de Géosciences,
coordonnateur
Janvier 2009



SOMMAIRE

5.1 APPORTS DE L'ETUDE DU TERRAIN POUR L'ETUDE DE LA DEFORMATION URBAINE	p. 305
5.1.1 Le contexte de la zone d'étude	p. 305
5.1.2 Observations des déformations urbaines sur trois zones géomorphologiques distinctes de l'est du bassin parisien	p. 312
5.2 TECHNIQUES ET METHODES INTERFEROMETRIQUES : INTERFEROMETRIE DIFFERENTIELLE (DINSAR) ET SUR REFLECTEURS PERSISTANTS (PERSISTENT SCATTERER INTERFEROMETRY)	p. 319
5.2.1 Méthode DInSAR	p. 319
5.2.2 Interférométrie sur réflecteurs persistants (ou PS)	p. 329
5.3 RESULTATS INTERFEROMETRIQUES APPLIQUES AU RGA	p. 333
5.3.1 Résultats DInSAR, application à l'est parisien	p. 333
5.3.2 Résultats PSI, application à l'est parisien	p. 344
5.4 CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DE L'INTERFEROMETRIE POUR L'ETUDE DU RETRAIT-GONFLEMENT D'ARGILES	p. 358
ANNEXE 1 : Détail des formations lithostratigraphiques de l'Est parisien	p. 361
ANNEXE 2 : Synthèse bibliographique	p. 363

Rapport final Fondation MAIF
ALEA ET RISQUE SECHERESSE
Armines – Centre de Géosciences,
coordonnateur
Janvier 2009



5.1 Apports de l'étude du terrain pour l'étude de la déformation urbaine

5.1.1- Le contexte de la zone d'étude

Nous avons sélectionné une zone fortement soumise au Retrait Gonflement d'Argile (RGA) dans l'Est de Paris, en nous concentrant sur deux sites particuliers. Dans un premier temps, nous détaillons leur emprise géographique, puis menons une analyse géomorphologique et géologique. Enfin une analyse de la sinistralité est effectuée pour caractériser l'ampleur du phénomène spatialement et temporellement. L'ensemble de ces informations nous apparaît indispensable pour mieux connaître le contexte géographique et géologique de la zone d'étude.

1.1- Localisation géographique des zones d'intérêts.

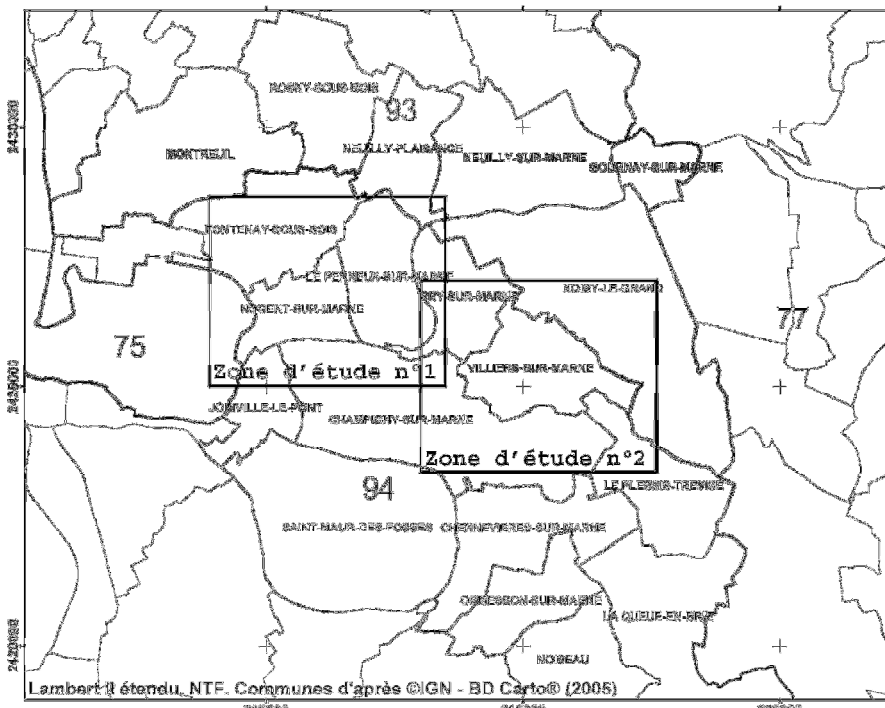


Figure 1 : Localisation des zones d'intérêt au sein du département du Val-de-Marne (94) ; limite départementale en gras, limite des communes en trait fin.

Deux sites (Figure 1) ont été sélectionnés sur des zones urbaines concentrant de nombreux dommages sur les bâtiments issus du RGA entre les départements du Val-de-Marne (94) et de Seine-Saint-Denis (93) s'étendant sur une dizaine de communes de l'Est Parisien. Les rapports du BRGM recensent plusieurs centaines de sinistres dans ces deux départements. La liste des communes prises en compte dans l'étude est la suivante : Noisy-le-Grand, Rosny-sous-Bois, Bry-sur-Marne, Champigny-sur-Marne, Fontenay-sous-Bois, Joinville-le-Pont, Nogent-sur-Marne, Le Perreux-sur-Marne, Le Plessis-Tréville, Villiers-sur-Marne.

Les communes couvertes par les deux sites d'étude (**cf. ci-dessus**) sont renseignées dans les bases de données, d'occupation du sol, géologiques et géographiques, qui est créée avec les différents documents thématiques disponibles. La première zone retenue est centrée sur la commune de Nogent-Sur-Marne, tandis que la deuxième zone est centrée sur la commune de Villiers-Sur-Marne. L'emprise des zones a été choisie de telle sorte que le rendu cartographique des figures soit à une échelle au 1 : 50 000. Les planches en couleurs qui montrent les résultats obtenus par interférométrie DInSAR et PSI sont situées dans le chapitre 5.3 et sont placées au sein de ce rapport.

1.2- Occupation du sol et type d'habitat.

Le fichier d'occupation du sol « MOS 2003 » de l'Institut d'Aménagement Urbain Région d'Île-de-France (IAURIF) disposant de 83 postes, a été mis à notre disposition gracieusement dans le cadre du projet de recherche de la fondation MAIF par l'IAURIF. Issu de la photo-interprétation d'imageries aériennes, il décrit l'occupation du sol, avec entre autre des informations sur le caractère individuel ou collectif des bâtiments. Disponible pour l'est parisien, cette classification permet de calculer la surface occupée par les principaux types de bâtis édifiés pour les deux zones d'études retenues. La répartition des classes se fait de la façon suivante (voir **Tableau 1**), par ordre d'importance décroissant :

CODE	Libellé	Surf. (km ²)	%
9	Habitat individuel	13,9	42,7
10	Habitat collectif	4,3	13,2
6	Parcs et jardins	3,1	9,5
20	Transports	2,6	8,0
12	Activités secondaires	1,8	5,5
1	Bois	1,4	4,4
7	Sport (espaces ouverts)	0,9	2,9
15	Equipement d'enseignement	0,8	2,4
8	Terrain vacant	0,7	2,1
4	Eau	0,7	2,1
18	locaux, administration	0,5	1,5
13	Activités tertiaires	0,4	1,4
5	Autre rural	0,4	1,4
17	Cimetière	0,2	0,7
21	Chantiers et divers	0,2	0,5
14	Sport (construit)	0,1	0,4
2	Grandes cultures	0,1	0,4
16	Equipement de santé	0,1	0,3
11	Habitat autre	0,1	0,2
19	Grands équipements	0,0	0,1
3	Autres cultures	0,0	0,1
	TOTAL	32,6	100,0

Tableau 1 : Statistique d'occupation du sol sur les zones d'études à 21 postes classés par ordre d'importance de la superficie (Source : POS IAURIF).

Par exemple, si en banlieue Est de Paris on sélectionne une certaine surface (ex : S = 32,6 km²) représentative, les bâtiments résidentiels représentent près de 55% de la surface urbanisée, et c'est l'habitat individuel qui arrive en première position avec près de 43% d'occupation du sol urbanisé, suivi de très loin par l'habitat collectif (13%). On constate

également l'importance des espaces arborés publics qui représente 16% (parcs, forêts et plans d'eau). Ensuite viennent les transports et les activités secondaires avec 8,0% et 5,5%.

Ces chiffres traduisent d'une part le caractère majoritairement résidentiel du mode d'habitat dans les zones de banlieue choisies ici et d'autre part le caractère individuel des bâtiments : en effet, ce tissu urbain est caractéristique d'une zone périurbaine secondaire, avec de nombreux pavillons accompagnés de jardin privé.

1.3- Description géomorphologique.

Le relief de la zone d'intérêt est constitué de trois principales unités de relief : la plaine alluviale, le plateau et ses versants (Figure 2B). Les flancs des plateaux présentent des pentes prononcées recoupant les formations géologiques subhorizontales. En revanche, là où l'érosion fait apparaître des talwegs, les pentes sont plus douces et les formations sous jacentes aux limons de plateau affleurent davantage. Au pied des plateaux se place la plaine alluviale qui est formée par le jeu d'érosion et de sédimentation liée à l'avulsion de la Marne (divagation de la rivière dans la plaine alluviale). Au quaternaire, les terrains tertiaires sont érodés et des matériaux détritiques fins se déposent dans la plaine alluviale. Leur altitude n'excède pas 35 mètres. Au sommet des plateaux individualisés par cette érosion, affleurent des terrains fertiles constitués de limon de plateaux et de loess (limons sablo-argileux). Sur leurs flancs apparaissent une succession de formations géologiques qui appartiennent à la série sédimentaire du bassin de Paris. Cette succession lithologique tabulaire va de la formation la plus ancienne de l'Argile plastique d'âge Éocène (Yprésien) aux formations les plus récentes, les alluvions et colluvions quaternaires (cf carte géologique Figure 2A)

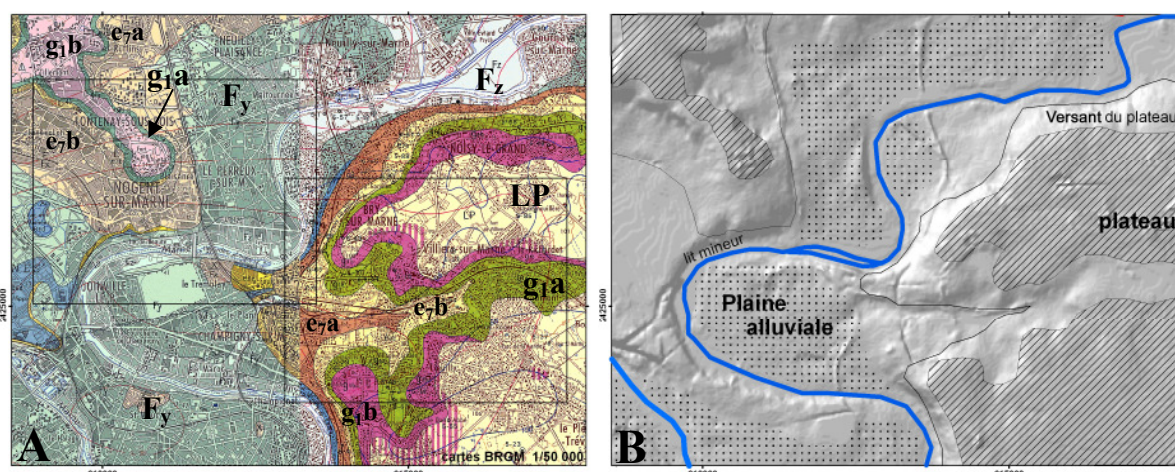


Figure 2 : (A) Extrait légendé de la cartographie géologique du BRGM. (B) Descriptif géomorphologique simplifié sur la zone d'intérêt.

La série des affleurements stratigraphiques de la zone d'intérêt donnée ci-dessous de manière synthétique est issue du rapport départemental BRGM du Val-de-Marne (Donsimoni et al., 2003) : [LP : Limons des plateaux ; F_y, F_z : Alluvions anciennes et alluvions plus récentes ; g_{1a} : L'argile verte de Romainville et les glaises à Cyrènes (Oligocène, Rupélien, Sannoisien inférieur) ; g_{1b} : Calcaire de Brie (Oligocène, Rupélien, Sannoisien) ; e_{7a} : Calcaire de Champigny et Marnes à Pholadomies indifférenciées (Éocène supérieur, Priabonien, Ludien inf. à Ludien moy.), Marnes ludiennes (faciès de transition) et Masses&Marnes du gypse (Éocène supérieur, Priabonien, Ludien moyen) ; e_{7b} : Marnes supragypseuses (Éocène

supérieur, Priabonien, Ludien supérieur), les Marnes bleues d'Argenteuil et les Marnes blanches de Pantin]

1.4- Affleurements géologiques

La connaissance actuelle de la nature des affleurements géologiques est issue des travaux cartographiques géologiques du BRGM. Quatre coupures de carte géologique au 1/50 000ème ont été utilisées pour couvrir cette partie de Paris et de l'Est parisien. Attention cependant, les formations superficielles peuvent ne pas être correctement renseignées, en effet les Limons des Plateaux est un terme générique qui englobait beaucoup d'acceptations différentes.

La liste des formations géologiques à l'affleurement est non exhaustive. Pour plus de détails, elles sont précisées dans le rapport départemental réalisé par le BRGM (Donsimoni et al., 2003). Nous les rappelons simplement pour pouvoir y faire référence dans la suite du rapport. Parmi ces formations citées plus haut, le calcaire de Brie (g₁b) par sa nature calcaire est peu susceptible au phénomène RGA bien qu'il puisse contenir à la base quelques niveaux marno-calcaires, voire argileux et présenter localement des poches de décalcification remplies de matériaux argileux. De même, les limons des plateaux (LP) sont constitués de matériaux limoneux ; il n'est donc pas permis de les considérer comme une formation réellement argileuse. Même si localement la distinction entre limons des plateaux et les argiles à meulière sous jacentes est délicate. Les autres formations géologiques, par leur nature marneuse ou argileuse, sont potentiellement sujettes au retrait gonflement tel que les argiles vertes de Romainville, les Marnes bleues d'Argenteuil et les Marnes blanches de Pantin...

1.5- Contexte hydrogéologique : les nappes aquifères

Le retrait d'une nappe aquifère en période de sécheresse peut aussi exposer les sols argileux à la dessiccation. Trois nappes aquifères sont recensées dans la zone d'étude (source : BRGM, Donsimoni et al., 2003). Afin de pouvoir y faire référence en discussion lors de l'analyse, on les énumère ci-dessous par ordre de plus grande profondeur jusqu'à la nappe de subsurface.

La nappe de l'Éocène supérieur

L'eau de cette nappe circule dans les formations des Masses et Marnes du gypse ou du Calcaire de Champigny (e7a). Peu importante, l'abaissement du niveau de cette nappe de coteau peut cependant entraîner une dessiccation de la Formation de l'Argile verte de Romainville (g1a) qui est sus-jacente.

La nappe de l'Oligocène

L'essentiel de la nappe est contenue dans les Sables de Fontainebleau (Cojean, 1975), et dans les Marnes à Huîtres et le Calcaire de Brie (g2b) sous-jacent. C'est une nappe libre, dont l'alimentation provient de l'infiltration des eaux météoriques à travers les limons des plateaux (LP) et la Formation de l'Argile à meulière de Brie. Le véritable mur de nappe est formé par l'Argile verte de Romainville (g1a), formation située sous les précédentes.

La nappe phréatique des plateaux

La nappe est contenue dans les limons des plateaux, son réservoir. L'Argile à meulière de Brie (g1b) forme le mur de l'aquifère. Le volume d'eau contenu dans les limons est faible. La piézométrie est sensible à la pluviométrie dont elle dépend directement : pendant les périodes sèches, les piézomètres n'indiquent pas un niveau piézométrique commun. Pendant les périodes pluvieuses, la recharge de la nappe est maximum jusqu'à la surface du sol dans les zones déprimées et mal drainées. L'Argile à meulière de Brie est imperméable et souvent saturée.

1.6- Analyse de la sinistralité à l'échelle départementale (données BRGM)

Une étude préalable de la sinistralité a été réalisée afin de développer des hypothèses sur les mouvements de la surface du sol lié au RGA. Pour cette courte analyse des désordres provoqués par le RGA, il est important d'évaluer (a) l'évolution temporelle et (b) l'extension spatiale du phénomène.

a) Evolution de la sinistralité au cours du temps.

Les déclarations des sinistres sur les biens privés auprès des assureurs, des collectivités et les constats d'experts permettent de dresser un premier bilan du phénomène. Ces données ont été rendues publiques par le BRGM pour le département de la Seine-et-Marne. Néanmoins, notons que les déclarations de sinistres ne sont pas objectives car elles peuvent intervenir plusieurs mois après la date effective du début du sinistre. Cela est en partie lié à une observation tardive ou d'une déclaration réalisée approximativement. Par ailleurs, tous les propriétaires-victimes n'ont pas forcément fait de déclarations auprès de leur assureur. On notera également qu'une à deux années peuvent s'écouler avant qu'une commune soit déclarée catastrophe naturelle par l'Etat.

On observe généralement que les dommages se répercutent à long terme après un épisode de sécheresse (Figure 3). L'étude des dates de sinistralité montre que le phénomène de 1989 précède des sinistres déclarés en 1991 et 1992 en saison humide. Le nombre de sinistres en 1989 est à peu près équivalent au nombre de sinistres survenus en 1991 et 1992. Il faut attendre l'année 2003 pour observer à nouveau une sinistralité comparable en nombre de déclarations à celle de 1989.

Il semblerait que le RGA provoque des sinistres sur une période de plusieurs années, longtemps après l'épisode de sécheresse : la sécheresse, qui est un événement ponctuel à l'échelle d'une saison se traduit par un risque RGA (mesurable par une intensité) sur plusieurs années en fonction de la susceptibilité du sol au retrait. La sécheresse provoque donc un retrait, qui est le moteur de la déformation. Cette phase initiale du RGA est précédé du gonflement qui intervient de manière inégale tant dans le temps que spatialement. D'autre part, la sécheresse de 1996/1997 n'a pas déclenché autant de sinistres liés au RGA qu'en 1989 dans le département de la Seine et Marne (77), si on s'en tient au nombre de sinistres déclarés.

Dans le cadre de notre analyse des déformations de surface mesurées par interférométrie, nous utilisons des images provenant des satellites ERS et Envisat. Le satellite radar ERS-1 (lancé fin 1991) ne permet de travailler avec des données d'archives qu'à partir de 1992. Seuls la sécheresse de 1996/97 et l'épisode caniculaire de 2003 seront donc étudiés plus particulièrement ici sur les deux zones présentées précédemment.

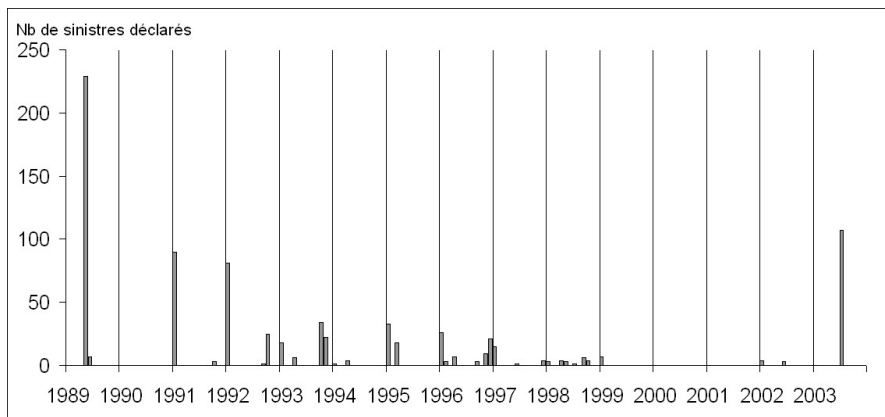


Figure 3 : Dates des déclarations de sinistre de bâtiments pour le département de Seine et Marne (77) entre 1989 et 2004. (Source : Rapport public départemental du BRGM)

b) Répartition spatiale de la sinistralité.

Il s'agit de discuter de la répartition spatiale des sinistres au vu de la géologie et de la géomorphologie. Pour ce faire, les positions géographiques des sinistres géolocalisés par adresse de voirie (Donsimoni et al., 2003) ont été superposées aux cartes géologiques du BRGM (Figure 4A) et superposées à un modèle numérique de terrain en teinte hypsométrique (Figure 4B). La teinte hypsométrique est en vert pour les faibles altitudes (+20m), vers des altitudes plus élevées en teinte rouge (+70m). Un estompage (ombrage artificiel) a été ajouté à ce MNT coloré pour souligner les variations topographiques et notamment les ruptures de pente (Figure 4B).

La superposition des sinistres avec des documents thématiques (géologie et géomorphologie) montre une organisation spatiale de la sinistralité en fonction de la géologie et tout particulièrement en fonction de la configuration topographique. Cependant, la lecture de la répartition de la sinistralité n'est pas directe et doit être soumise à des précautions d'interprétation : la sinistralité dépend d'une part de la présence ou non de l'habitat, et, d'autre part, elle est fonction de la vulnérabilité du bâti, à savoir la qualité des constructions. L'absence de sinistralité n'est pas une preuve que le terrain ne puisse pas être affecté par le phénomène de RGA. De même, une forte concentration de bâtiments endommagés peut être liée à la présence d'un lotissement où les habitats présentent les mêmes dommages à cause d'un schéma architectural identique.

On peut constater que dans le Sud-est de la zone d'intérêt (Figure 4A), la formation géologique g_{1a} (argiles vertes) « concentre » le plus les sinistres. En observant la topographie, on constate que ces sinistres se positionnent préférentiellement sur cette formation géologique, que le terrain soit en pente ou non. En revanche dans le Nord-ouest, à Nogent-sur-Marne, c'est la formation marneuse e_{7a} et e_{7b} qui concentre la sinistralité. L'observation sur la carte en teinte hypsométrique (Figure 4B) montre une organisation de la sinistralité directement en relation avec la topographie. En effet, les pentes topographiques apparaissent comme un facteur important des désordres recensés liés au RGA.

De même, on observe aussi cette relation entre pente et sinistralité à l'ouest de Bry-Sur-Marne entre la formation e_{7b} et g_{1a} . Une déstabilisation du versant est l'hypothèse vraisemblable. Il

pourrait ainsi s'agir d'un fluage lent de terrain meuble ou plastique sur les versants entre vallées et plateaux, pouvant être liée à des glissements de terrain.

La présence de sinistres au sommet des plateaux est plus délicate à expliquer par le phénomène RGA, mais peut-être potentiellement liée d'une part à la dissolution de gypse des formations des marnes et caillasses du Lutétien (ces dissolutions peuvent entraîner l'apparition de fontis et provoquer des dommages en surface), et d'autre part à la présence à faible profondeur d'argiles gonflantes situées sous les LP, qui sont hautement susceptible d'intervenir dans les mouvements de terrain affectant la surface.

Un fait surprenant est la présence de sinistres en zone de plaine alluviale sur les alluvions/colluvion F_y et F_z , notamment au Perreux-sur-Marne. Ces zones sont pourtant dépourvues de dénivelé topographique, le relief est subhorizontal. Cela suggère les effets possibles de rabattement de nappes en saison sèche (phénomène naturel), ou le rôle de prélèvements d'eau par pompage qui viennent accentuer le retrait de la nappe (phénomène anthropique). La présence d'argiles gonflantes sous forme de colluvions dans la plaine alluviale peut aussi expliquer localement les mouvements de terrain qui sont observables. Enfin il ne faut pas éliminer dans ce cas les défauts liés à la qualité médiocre des constructions, facteur indépendant du phénomène RGA.

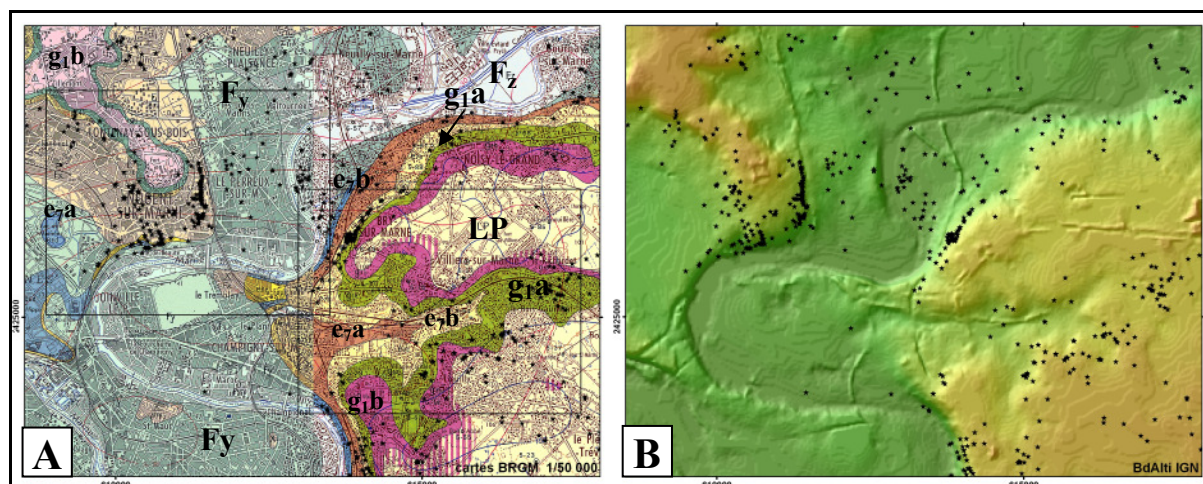


Figure 4 : (A) Répartition spatiale de la sinistralité (points noirs) recensée par le BRGM vis-à-vis des formations lithologiques et (B) vis-à-vis de la topographie en teinte hypsométrique et estompage (données source : Bd Alti IGN).

Remarquer sur la Figure 4B, la bonne corrélation entre pente topographique et sinistralité.

Cette étude simple montre l'importance de la nature des formations géologiques, de la présence ou non de pente et d'un effet possible de rabattement des nappes en zone alluviale. Ces deux zones encadrées (Figure 4A) de la région d'intérêt seront analysées par interférométrie.

5.1.2- Observations des déformations urbaines sur trois zones géomorphologiques distinctes de l'est du bassin parisien :

2.1- La zone de Plateau (ex de Villiers-sur-Marne et Noisy-le-Grand)

Une mission de terrain a été réalisée en avril 2008 à Noisy-le-Grand et Villiers-sur-Marne. Les déformations observées sont généralement liées à des subsidences inégales du terrain avec l'apparition de fissures dans les coins des fenêtres et des portes (photo 1, 2 et 3), zones de moindres résistances du bâti. L'interprétation des fissurations montre des tassements différentiels de part et d'autre des propriétés, tassements consécutifs au phénomène RGA.

Les quartiers sinistrés de Noisy-le-Grand et de Villiers-sur-Marne ont été aussi visités afin de confirmer les sinistres déjà recensés. Il a été ainsi constaté une bonne adéquation entre les sinistres recensés et ceux observés sur le terrain (figures 7.4).

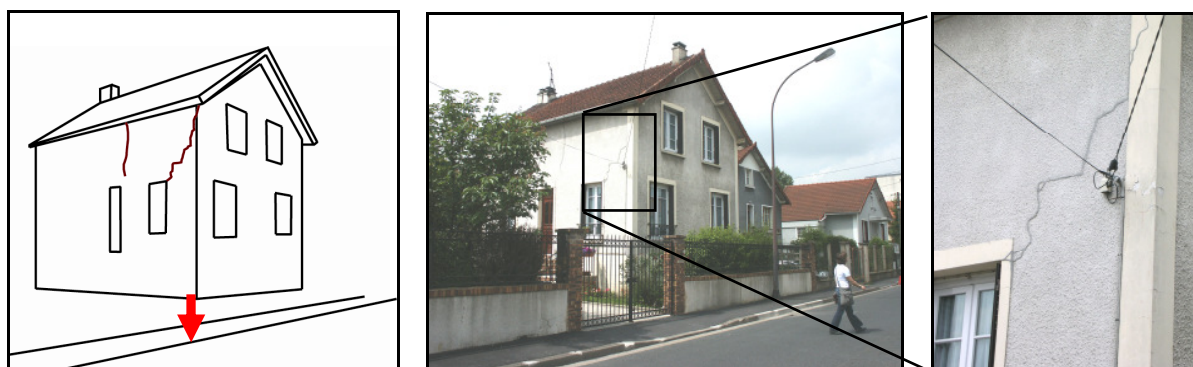


Photo 1 : 14 Rue Roger Cailteux, Noisy-le-Grand, en Seine-Saint-Denis (93160). Remarquer l'affaissement du pilier E du pavillon très probablement lié aux variations de surface lié au RGA. Ce bâtiment n'était pas déclaré sinistré dans le rapport interdépartemental du BRGM !

2.2- Déformation de surface visible sur les bâtiments des zones de versants (Nogent-sur-Marne)

Il est important de bien visualiser les déformations visibles sur les bâtiments situés sur les versants des plateaux et des vallées (villes de Nogent/Marne et de Bry/Marne). Un bref rappel géologique et de l'occupation du sol est donné par les figures suivantes.

a) Nogent-sur-Marne

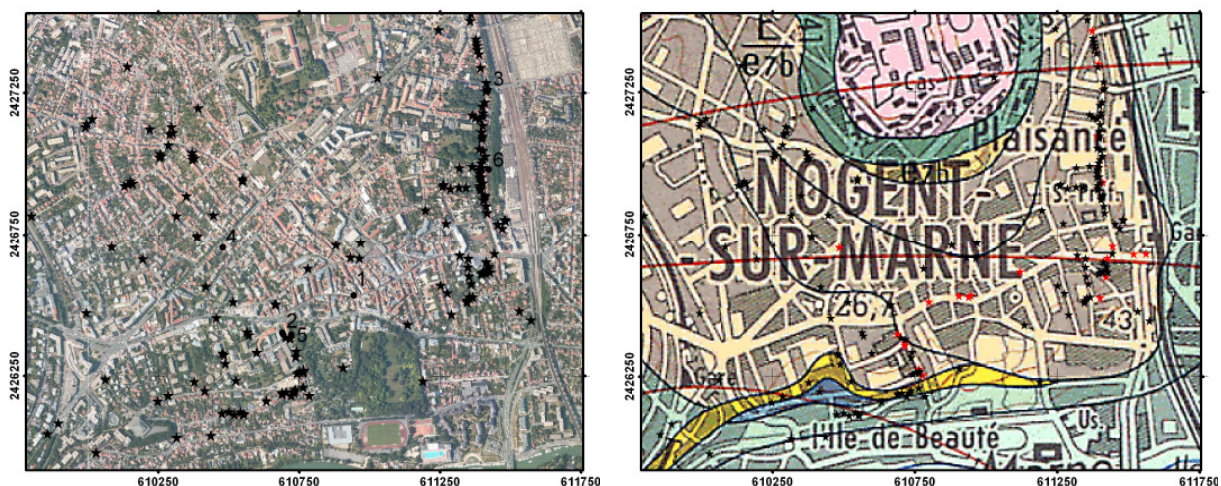


Figure 5 : Orthophotos 2002 et sinistralité sur la ville de Nogent-Sur-Marne à gauche. A droite les formations lithologiques sub-affleurantes de la zone d'étude (les formations E7b et Marnes supragypseuses et les marnes blanches de Pantin sont composées d'argiles gonflantes et les argiles vertes de Romainville g1a).

Quelques déformations visibles sur les bâtiments sont évoquées ci-dessous et sont géolocalisées sur l'orthophoto Figure 5A.



Position 1 : 2 Rue Charles VII, Nogent/Marne. Remarquer la dissymétrie des fissures qui révèle les déplacements du bâtiment. L'analyse détaillée des fentes de tension révèle que la partie droite du bâtiment descend relativement à la partie gauche en ouvrant des fentes d'extrados situées au coin des fenêtres.



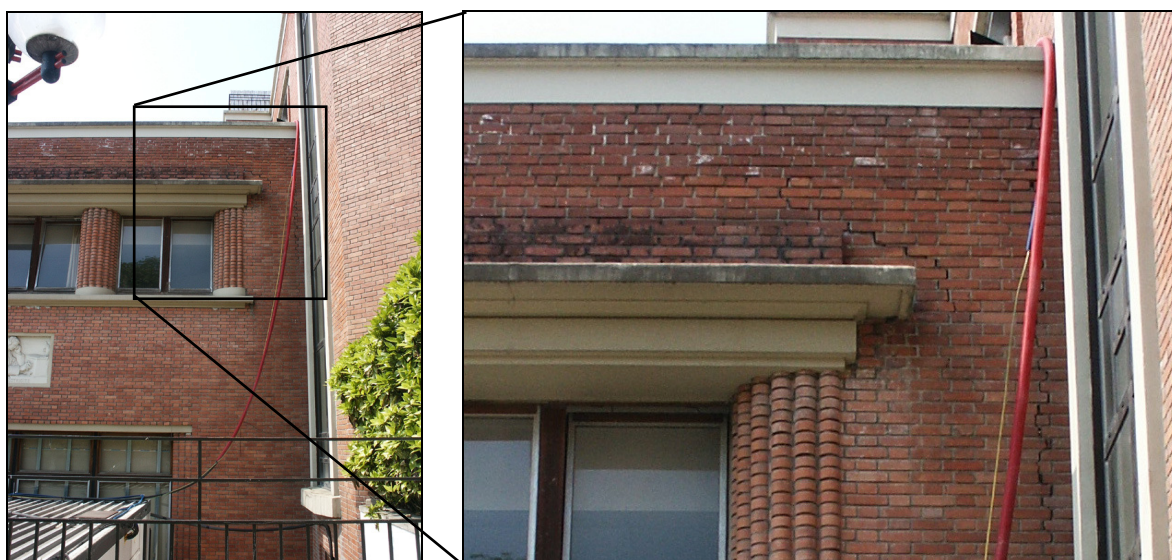
Position 2 : 1^{er} Rue Bauyn de Perreuse situé à Nogent/Marne. Remarquer la présence de fissures sur la façade ; la partie gauche du bâtiment s'affaisse relativement à la partie droite (voir localisation sur l'orthophoto).



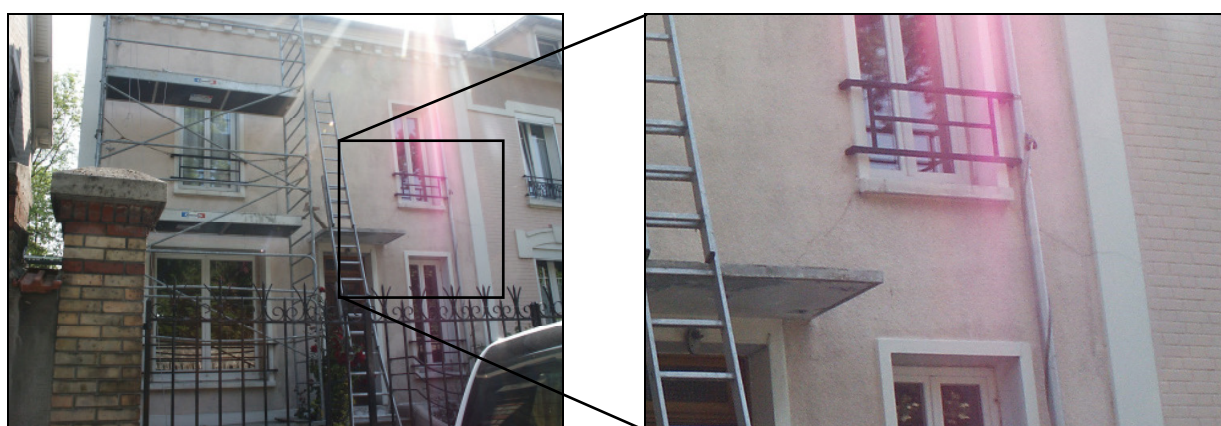
Position 3 : 5 Rue de L'Ardillière, Nogent/Marne, la diminution de l'épaisseur de la fente à proximité du sol révèle la présence d'une fente d'extrados. La partie droite ou la partie gauche s'affaisse engendrant la flexure du mur. Il est possible de quantifier le mouvement maximum en mesurant l'ouverture de la fissure.



Position 4 : 30 Rue Emile Zola, Nogent/Marne, en vue panoramique. La dissymétrie des fentes de tension révèle que la partie droite du bâtiment s'affaisse relativement à la partie gauche.



Position 5 : 21 Lycée Branly, Nogent/Marne. La partie gauche du bâtiment s'affaisse relativement à la partie droite du bâtiment ; ceci est probablement dû a une différence de fondations.



Position 6 : 36 Rue de Coulmier, Nogent/Marne. La partie droite du bâtiment s'affaisse relativement à la partie gauche du bâtiment.

Les déformations visibles en façades sur quelques bâtiments de Nogent/Seine révèlent les déplacements qui les affectent. Plusieurs « moteurs » différents sont bien entendu envisageables.

b) Bry/Seine

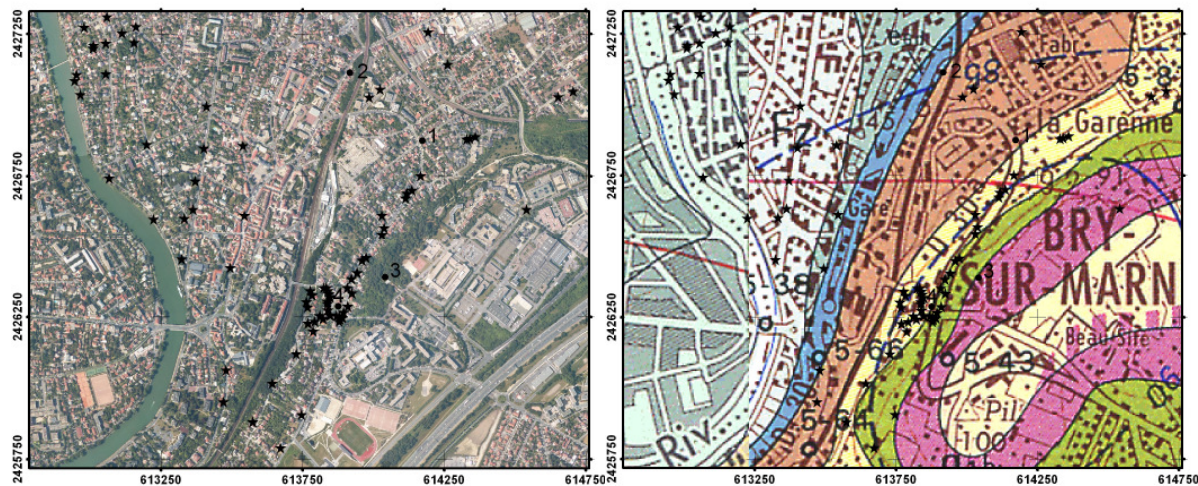
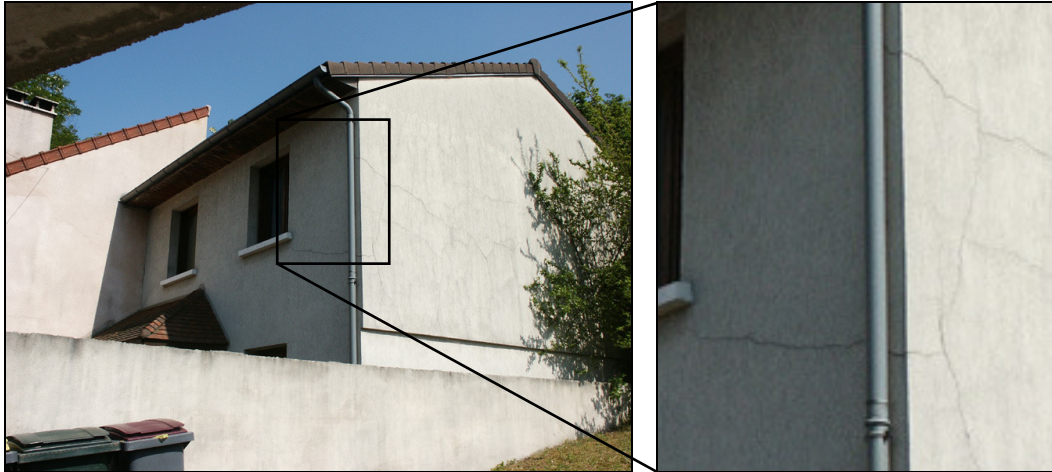


Figure 6 : (A) Carte de localisation des photos, fond de carte Bd Orthos IGN, (B) Extrait de la carte géologique du BRGM



Position 1 : 38 Rue de l'Ormerai à Bry-sur-Marne, fracturation ; mais attention en ce cas un choc pourrait aussi expliquer ce type de déformation : une enquête de terrain auprès des habitants est nécessaire...



Position 2 : 58 Av Georges Clemenceau, Bry/Marne, le pilier Sud semble s'affaisser.



Position 3 : Lotissement en cours de construction fin 2006 sur des terrains argileux, et en pente, fortement susceptible d'être activé par le RGA à Bry/Marne.

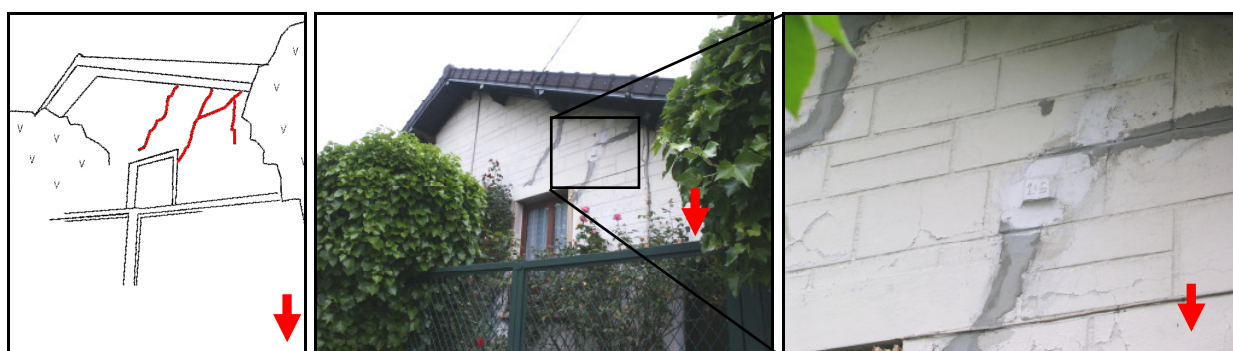


Position 4 : 75 bd Pasteur, Bry/Marne, la partie droite du bâtiment s'affaisse relativement à la partie gauche.

2.3- La plaine alluviale de la Marne (Gagny)



113 Rue Maison Blanche, à Neuilly/Marne, remarquer les affaissements des deux ailes du bâtiment (lié très probablement aux actions du RGA et à l'absence de fondations).



59 rue Paul Vaillant Couturier, Gagny, pavillon sans fondation ; révèle l'affaissement de la partie droite (sud). Le témoin au plâtre ne semble pas cassé.

Ainsi, on constate que les trois grandes zones de relief de la banlieue Est de Paris : plateaux, versants et plaine alluviale se déforment faiblement suite à la présence des formations néogènes d'argiles gonflantes.

Le but de ce travail est de localiser, de caractériser et de quantifier cette déformation à l'aide des méthodes interférométriques. Le prochain chapitre sera dévolu à la description des deux méthodes utilisées.

5.2 Techniques et méthodes interférométriques : interférométrie différentielle (DInSAR) et sur réflecteurs persistants (Persistent Scatterer Interferometry).

5.2.1 Méthode DInSAR

L'interférométrie radar est une technique relativement récente, qui s'est révélée être un outil performant pour mesurer les déformations de surface.

Depuis Gabriel et al. (1989), qui observèrent pour la première fois le mouvement de terrains agricoles, et surtout après la publication par Massonnet *et al.* (1998), d'une carte de déplacement co-sismique, les applications se sont multipliées et les techniques perfectionnées.

Pour mesurer les déformations au sol, l'interférométrie utilise des images de radar à synthèse d'ouverture (SAR). Ces images sont acquises par un radar, normalement porté par un avion ou par un satellite, qui illumine le terrain avec des micro-ondes. Les ondes électromagnétiques rétrodiffusées par les objets au sol ont une information sur la position des objets qui peut être obtenue en analysant le temps entre l'émission de l'onde et la réception de l'onde rétrodiffusée. Ces échos réfléchis par la surface sont collectés et traités pour produire une image avec des pixels contenant des nombres complexes, c'est à dire affichant amplitude et phase.

L'amplitude est liée à la quantité d'énergie rétrodiffusée par le sol. La phase est modélisée comme la résultante d'une contribution liée à la nature physique du sol (contribution interne) φ_{pixel} et d'une contribution due au trajet aller retour de l'onde entre le satellite et le sol, liée pour une part à la distance géométrique entre le satellite et le sol et pour une autre part à la propagation de l'onde dans l'atmosphère. Ainsi, on a :

$$\phi = \varphi_{\text{pixel}} + \varphi_{\text{trajet}} + \varphi_{\text{atm}}$$

Le déphasage intrinsèque du pixel est difficile à appréhender car il dépend des propriétés radio-électriques du pixel (réflexion surfacique et/ou volumique, teneur en humidité) et de la répartition spatiale des réflecteurs élémentaires à l'intérieur du pixel, et n'est donc pas cohérent avec la phase des pixels voisins, dont les réflecteurs élémentaires sont arrangés d'une autre manière.

La contribution due au trajet satellite-sol, ρ , s'écrit :

$$\varphi_{\text{trajet}} = \frac{4\pi\rho}{\lambda}$$

Pour pouvoir exploiter cette information sur le trajet parcourue par l'onde, il faut s'affranchir de la contribution propre du pixel (qui se conserve d'une prise de vue à l'autre sous certaines conditions, dont la conservation de la géométrie d'acquisition).

Par conséquent, l'information de phase du signal radar ne devient intéressante à exploiter qu'à partir du moment où l'acquisition est multiple.

L'interférométrie radar (InSAR) est donc basée sur l'utilisation de deux images radar d'une même zone, acquises avec un angle d'incidence légèrement différent, au même instant ou à deux instants différents : l'interférométrie consiste à calculer la différence de phase des deux images radar.

En se plaçant dans des conditions similaires de prise de vue, la contribution interne du pixel s'annule lors de la différence. Ceci repose sur l'hypothèse que la phase propre soit stable entre les deux prises de vue successives du satellite.

En pratique, cela nécessite une configuration géométrique favorable, en limitant la ligne de base spatiale (écart entre les deux prises de vue). L'écart temporel des deux images formant l'interférogramme (appelé aussi ligne de base temporelle) doit être adapté suivant les régions d'étude où la surface du sol change plus ou moins rapidement (variations de l'humidité du sol, de la végétation ou encore d'activité humaine).

L'image obtenue est appelée interférogramme : elle est constituée de franges d'interférence, la phase n'étant connue qu'à $2k\pi$ près (avec k entier).

La phase interférométrique contient plusieurs informations, et peut être représentée par la somme de plusieurs contributions de phase :

$$\Delta\phi = \phi_{orbit} + \phi_{topo} + \phi_{dépl} + \phi_{atm} + \phi_{bruit}$$

- $\phi_{dépl}$ correspond au déphasage lié à la déformation du sol entre les deux prises de vue. C'est ce terme qui nous intéresse, et que nous cherchons à extraire. Une frange de déplacement correspondra à un déplacement de surface d'une demi-longueur d'onde (soit 2.8 cm pour ERS et Envisat) le long de la ligne de visée.
- ϕ_{orbit} est provoqué par le décalage entre les deux orbites utilisées. Les franges qui en découlent sont grosso modo parallèles à la trajectoire du capteur. Ce système de franges est retiré grâce au calcul de la trajectoire des orbites, dont la précision est d'environ 10cm, ce qui peut induire jusqu'à 3 ou 4 franges résiduelles sur l'interférogramme corrigé.
- ϕ_{topo} correspond à la phase topographique. Les franges topographiques sont dues à la géométrie d'acquisition différente pour les deux passages du satellite. Ceci crée un effet stéréoscopique qui produit des franges épousant les contours topographiques. Cette phase topographique est proportionnelle à la ligne de base perpendiculaire et au relief. Pour s'affranchir de ce terme, une méthode consiste à simuler la topographie à l'aide d'un Modèle Numérique de Terrain, et des conditions orbitales. Cette simulation est ensuite retirée de l'interférogramme.

- ϕ_{atm} correspond au déphasage introduit par les différences d'état de l'atmosphère aux deux dates d'acquisitions. L'atmosphère est l'un des principaux facteurs qui empêchent l'extraction du signal interférométrique rapporté à la déformation. Actuellement, il n'existe pas de techniques pour mesurer ou modéliser avec précision et de manière automatisée cette contribution de la phase atmosphérique sur les interférogrammes. Le contenu du signal atmosphérique est très variable en temps ; certains interférogrammes peuvent être peu affectés, pour d'autres le signal interférométrique peut être complètement dominé par les contributions atmosphériques.
- ϕ_{bruit} est le délai de phase associé au bruit, dû à plusieurs facteurs : erreurs de recalage des images, bruit thermique ou modifications de la phase propre du pixel par décorrélation temporelle ou géométrique...

Ainsi, malgré les corrections qui s'appliquent à la phase interférométrique pour essayer de séparer le signal associé à la déformation (c'est l'interférométrie différentielle, ou DInSAR), quelques contributions peuvent rester contenues dans la phase et nuire à la précision des mesures finales. Il s'agira en particulier des franges atmosphériques, et du bruit engendré par la décorrélation.

La décorrélation peut être causée par plusieurs sources : la décorrélation géométrique, causée par la différence d'angle d'incidence entre les deux acquisitions et dépendant donc de la ligne de base perpendiculaire B_{\perp} ; la décorrélation temporelle causée par des changements physiques du terrain imagé, ayant eu lieu entre les deux acquisitions, affectant les caractéristiques de rétrodiffusion de la surface ; la décorrélation dépendant du choix du Doppler centroïde (correspondant aux variations d'angle de vue en azimuth ou squint)...

En général, il est possible de diminuer les effets de ces contributions en limitant les valeurs de lignes de base spatiale B_{\perp} et temporelle B_t (intervalle de temps du couples) utilisées, et en utilisant des fréquences doppler centroïde proches.

La ligne de base perpendiculaire critique au delà de laquelle il existe une décorrélation totale du signal interférométrique est égale à 1100 m pour ERS et Envisat.

La cohérence d'un interférogramme est une mesure déterminant le degré de similarité entre les deux images utilisées lors de sa construction, et donnant une indication sur la décorrélation.

On trouvera en figure 7A un exemple d'artefacts atmosphériques visibles sur un interférogramme différentiel, masquant le signal de déformation. La figure 7B présente un interférogramme différentiel contenant des franges orbitales résiduelles.

La figure 8 illustre la notion de perte de cohérence temporelle. On peut observer qu'un interférogramme avec une faible ligne de base temporelle entre les deux acquisitions (ici un mois) sera plus cohérent, notamment au niveau des champs d'agriculture, qu'un interférogramme avec une période entre images radar de plusieurs années (3 ans pour le second couple).

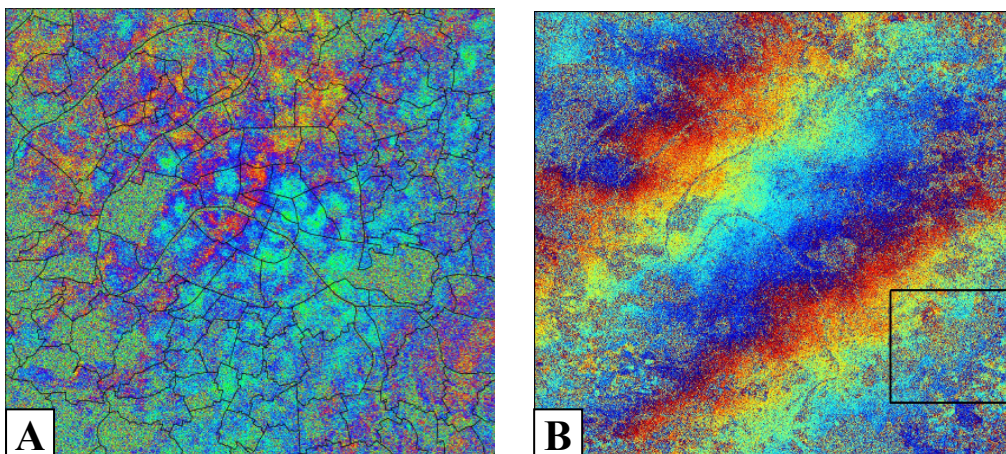
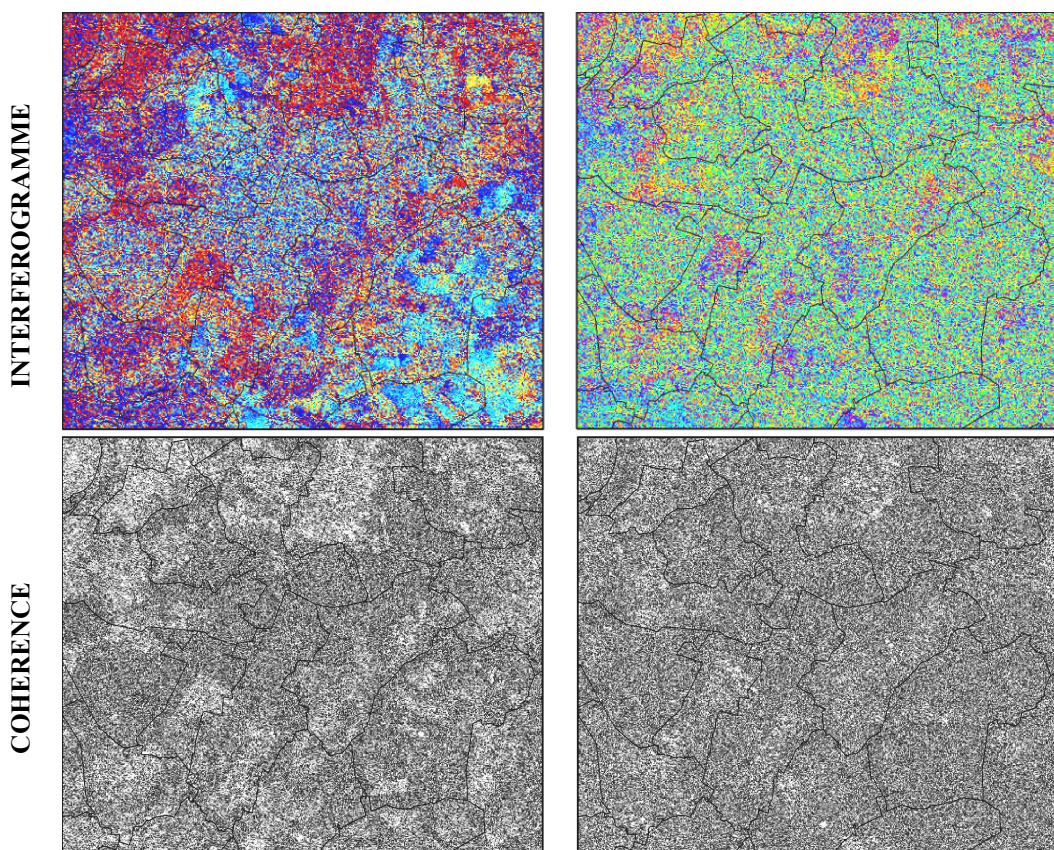


Figure 7 : (A) Exemple d'un interférogamme affecté par des artefacts atmosphériques. (B) Exemple d'un interférogamme avec deux franges orbitales.



Couple 22999/3827 (08.12.1995/13.01.1996) Couple 21496/21362 (25.08.1995/22.05.1999)

Figure 8: Illustration de la perte de cohérence temporelle.

Critères de sélection des couples interférométriques.

Trois critères de sélection interviennent donc dans le choix des images radar pour calculer un interférogramme. Ils indiquent également « l'intérêt » de l'interférogramme avant le calcul en garantissant sa qualité, selon que ces critères sont plus ou moins respectés : les périodes de sécheresse, la ligne de base ou « baseline » et les valeurs de doppler.

Les périodes de sécheresse

Les périodes de sécheresse sont un critère important de sélection dans ce type d'étude. Il motive le choix des couples et justifie de recalculer des interférogrammes même si les autres paramètres sont en limite de qualité. En effet, chaque interférogramme calculé implique deux images. Le fait que l'une ou les deux images appartiennent à ces périodes va déterminer l'interprétation qui en sera faite. En effet, certains mouvements sont attendus selon que l'interférogramme couvre ou non la période sensible de sécheresse. En dehors de ces périodes de sécheresse, il sera attendu de suivre à long terme les effets consécutifs au tassement, jusqu'à deux ans après l'épisode climatique déclencheur. Enfin, il sera intéressant d'observer le retour à l'équilibre des sols sur des interférogrammes.

Deux périodes de sécheresse ont été étudiées : la période de 1996/1997, avec en mars 1996 le début d'une anomalie de précipitation et la période d'août 2003, plus précisément les deux premières semaines d'août 2003.

La ligne de base perpendiculaire entre satellite.

La ligne de base ou « baseline » est un paramètre essentiel dans la sélection des données radar pour constituer des couples interférométriques. C'est une variable qui indique la qualité des interférogrammes produits : en effet, plus la distance entre les positions des satellites est courte, plus la géométrie d'acquisition est identique. Une sélection avec une ligne de base de 200 mètres a été réalisée, mais dans la pratique, les interférogrammes facilement interprétables ont une valeur de ligne de base inférieure à 100 mètres.

La « qualité » du doppler

Les échos qui portent l'information de phase et d'amplitude sont enregistrés par le capteur radar en utilisant un effet doppler qui est utilisé en traitement du signal pour reconstruire les images. En interférométrie, la différence des valeurs doppler doit en toute rigueur ne pas être supérieure à 400 Hz en valeur absolue. Donc, même après une sélection par la ligne de base et les dates, tous les interférogrammes ne sont pas exploitables. Cela est particulièrement vrai pour le satellite ERS2 qui a eu des difficultés techniques (problème de gyroscope) à partir de 2000.

Le logiciel interférométrie radar : Diapason®

Ce logiciel DIAPASON est développé par le CNES et est distribué commercialement par ALTAMIRA Information. Il permet de calculer des interférogrammes par la méthode interférométrie différentielle, la méthode DInSAR. Les traitements sont effectués par étapes avec l'aide d'un opérateur. Les données qui peuvent être utilisées en entrée sont les images du capteur ERS et ENVISAT. Afin d'optimiser le temps de travail, une chaîne de traitement automatisant ces étapes a été conçue au laboratoire G2i de Marne-la-Vallée (Mabed Z., 2002).

Les différents produits interférométriques calculés.

Nous présentons ci-dessous les différents produits calculés lors de la constitution d'un interférogramme. Il est important d'en faire mention car ces produits dérivés peuvent intervenir dans l'analyse. Afin d'illustrer notre propos, des extractions sont faites sur Paris et ses environs immédiats avec le couple ERS du 17 janvier 1998 - 21 janvier 2000 (orbites 14348 et 44542).

L'image d'amplitude est présentée en Figure 9A. Il s'agit ici de l'image du 17 janvier 1998. Plus le pixel est blanc (valeur forte) plus l'énergie renvoyée vers le capteur radar est élevée. Chaque écho reçu par le capteur représente la réponse d'un ensemble de cibles élémentaires pour une unité de surface de 20 mètres sur 20 mètres après traitement.

L'image de cohérence est issue du calcul d'un interférogramme (Figure 9B). Elle mesure le degré de similitude entre les images radar. L'interférogramme sera exploitable là où la cohérence est forte.

L'image des différences des phases (Figure 10A), l'interférogramme, est présenté en teinte colorée en utilisant une succession colorimétrique pour une frange de phase Figure 12).

Enfin en combinaison HSV (Figure 11) on peut associer la différence de phase en teinte (Hue), avec la cohérence en saturation (Saturation) et l'amplitude en valeur (Value). Ce type de traitement permet de visualiser simultanément ces trois informations et d'apprécier les variations de phases là où la cohérence et l'amplitude le permettent. Les interférogrammes seront analysés en extrait comme à la Figure 11.

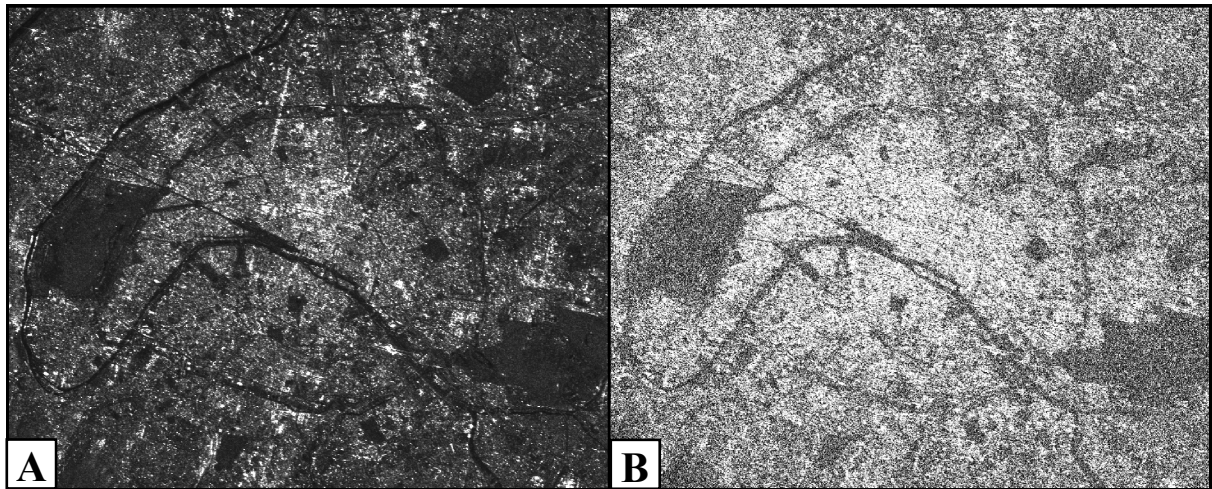


Figure 9 : (A) amplitude d'une image SAR (14348) et (B) image de cohérence du couple interférométrique 14348-45542.

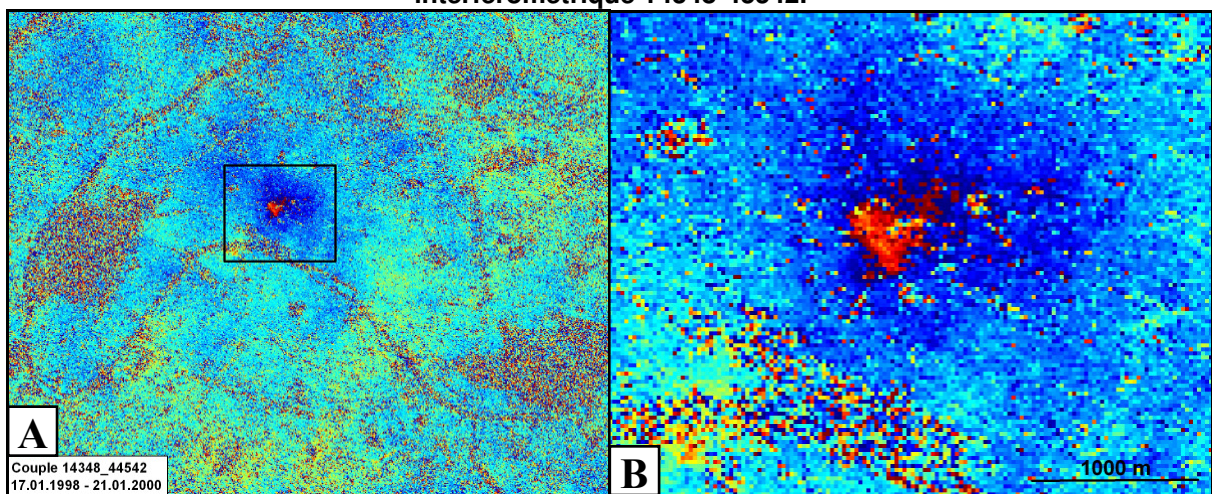


Figure 10 : (A) Interférogrammes qui présente les différences de phase en couleur (couples interférométriques 14348/45542) et (B) un zoom un signal provoqué remontée de la surface du sol et des bâtiments au niveau de la gare S^t Lazare suite à la fin des pompages.

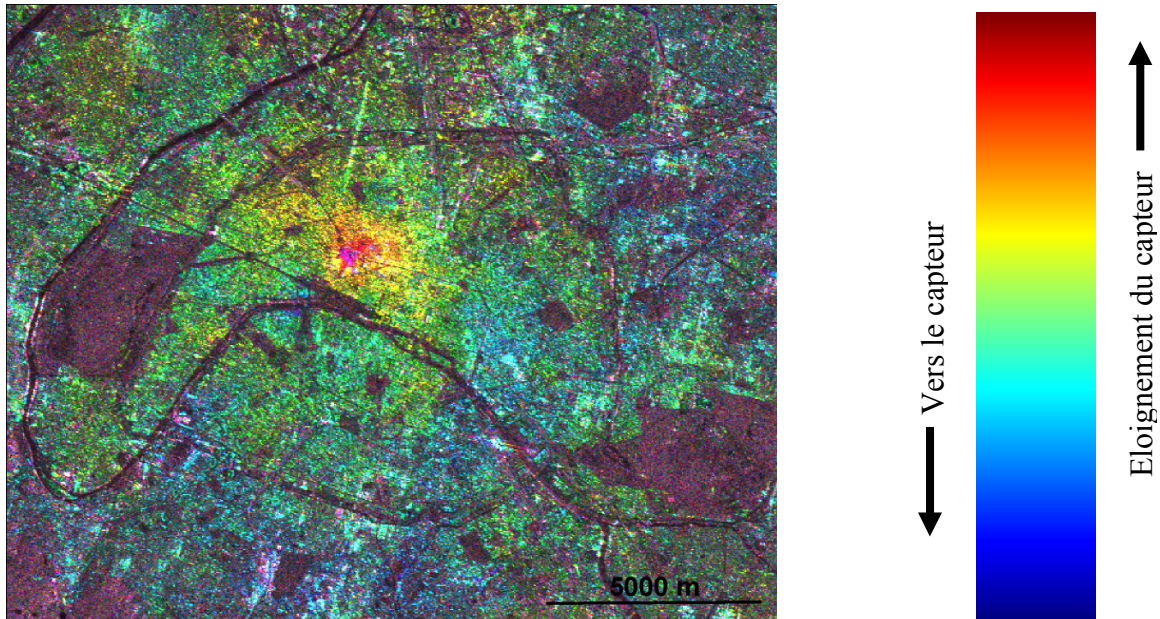


Figure 11: (à gauche) Interférogramme en colorisation HSV.
 Figure 12: (à droite) Lecture d'une frange colorimétrique liée à un déphasage.

La méthode d'interprétation des interférogrammes

La lecture d'un interférogramme nécessite une bonne expertise pour séparer les différents signaux entre eux et isoler la seule contribution liée à une déformation de la surface du sol. La principale limitation étant les artefacts atmosphériques, la méthode d'interprétation consiste à comparer des couples interférométriques indépendants (qui n'utilisent pas les mêmes images radar) à différentes dates pour observer si les signaux persistent. En effet, comme l'atmosphère a un caractère aléatoire, on ne peut pas avoir une réponse identique à différentes dates causée par l'atmosphère.

Une fois un signal identifié comme la réponse d'une déformation de la surface topographique, il faut interpréter le déphasage. Le déphasage est soit négatif - éloignement du sol le long de la ligne de visée du satellite, soit positif - rapprochement vers le capteur (Figure 12). Ce raisonnement pose le postulat que l'environnement autour de la déformation à partir duquel on va compter les variations colorimétriques est stable. En fonction de l'importance du déphasage, on peut estimer le déplacement projeté sur la ligne de visée du satellite. Une frange colorimétrique complète représente une demi longueur d'onde du capteur (2,8 cm dans le cas du capteur ERS1 et ERS2). En connaissant le type de mouvement, on peut estimer l'amplitude du mouvement réel.

Conclusion sur la technique DInSAR et son application à l'étude du phénomène RGA

La technique DInSAR est basée sur le calcul d'interférogrammes, combinant deux images acquises à deux dates différentes. Ces images sont disponibles tous les 35 jours avec les satellites ERS et Envisat. Mais toutes les images ne peuvent être utilisées. Il existe, comme nous l'avons vu, de nombreuses limitations lors de la sélection des couples. Pour être exploitable, un interférogramme doit être issu d'un couple d'images radar à forte cohérence.

La perte de cohérence géométrique peut être minimisée en choisissant une distance entre satellite (ligne de base) la plus faible possible.

La perte de cohérence temporelle, liée au fait que les réflecteurs au sein de la scène évoluent dans le temps impose une sélection de couples d'images proches dans le temps. Enfin, la perte de cohérence est inégale selon la nature des réflecteurs : on remarque que la cohérence reste forte dans le temps dans un milieu urbanisé qui présente de nombreux réflecteurs stables.

Ces nombreux critères de sélection vont donc réduire le nombre de couples d'images radar potentiellement utilisables en interférométrie.

De plus, de nombreux interférogrammes seront inexploitable du fait de la présence d'artefacts atmosphériques. Sur une centaine d'images radar, une dizaine d'interférogrammes seront finalement exploités, sans que les dates puissent correspondre exactement aux souhaits de l'opérateur.

Bien que l'interférométrie différentielle soit une technique de télédétection d'une forte sensibilité (sub-centimétrique) aux mouvements de surface, il semble donc que la mesure de déformations de surface liées au phénomène RGA soit difficilement abordable par cette technique. Ceci pour deux raisons :

1/ Les zones sensibles au RGA dans l'Est du bassin de Paris appartiennent à de l'urbain « secondaire » ou individuel (voir MOS IAURIF, annexe 4), comme l'illustrent les quartiers pavillonnaires associés à des jardins privés. C'est là où le risque RGA est le plus important, mais c'est aussi paradoxalement là où la cohérence est la plus faible. Et inversement, la technique différentielle est opérationnelle sur les surfaces urbaines denses, zones fortement imperméabilisées et donc avec de faibles mouvements de RGA.

2/ Les mouvements enregistrés peuvent être ceux des objets de sursol (bâti essentiellement), qui réagissent de manière hétérogène au RGA. Le mouvement ainsi enregistré n'est pas directement celui du sol affecté par le RGA, mais la réponse de l'objet « bâti » qui subit les contraintes du sol liées à un tassement différentiel. Un désordre urbain causé par le RGA, même sur une zone largement distribuée, ne va pas donner une réponse unique dans l'interférogramme : en effet, le phénomène RGA est de plus hétérogène dans l'espace et irrégulier dans le temps.

5.2.2 Interférométrie sur réflecteurs persistants (ou PS)

Comme nous l'avons vu au paragraphe précédent, la précision des mesures obtenue par interférométrie différentielle s'avère limitée lorsqu'il s'agit d'étudier des déplacements de faibles amplitude : d'une part à cause de la perte de cohérence, et d'autre part à cause des contributions atmosphériques qui masquent le signal de phase lié au déplacement, limitant ainsi son application à l'étude des déformations avec une magnitude suffisamment importante.

De plus, le suivi de l'évolution temporelle d'une déformation non régulière dans le temps reste problématique : par interférométrie, il n'est possible d'obtenir que des informations sur les déplacements cumulés entre deux dates d'acquisition. Or les acquisitions intermédiaires disponibles ne sont pas forcément utilisables, à cause de lignes de base perpendiculaire et/ou temporelle trop importantes.

De nombreuses approches ont commencé à être développées à partir de la fin des années 90 pour essayer de résoudre ces problèmes et d'exploiter au mieux les bases de données fournies par les satellites portant des capteurs SAR (Usai et al. (1999) ; Ferretti et al. (2000, 2001), Berardino et al. (2002), Schmidt et Bürgmann (2003)). Ces approches, utilisant plusieurs acquisitions sur une même scène, permettent d'améliorer la précision des mesures et la capacité de suivre en temps l'évolution des déformations. Grâce à la redondance d'information, apportée par le fait d'utiliser plusieurs interférogrammes, il est possible de diminuer le bruit sur les mesures et de séparer le terme de phase lié à la déformation du reste du signal interférométrique.

Nous présentons ici l'approche proposée par Ferretti et al. (2000, 2001), connue sous le nom de "Permanent Scatterer Technique", et brevetée. Le terme "Permanent Scatterers" bénéficie d'une marque déposée. Cette méthode consiste à prendre une seule image maîtresse et à combiner le maximum d'images avec celle-ci, malgré des différences orbitales conséquentes (grandes lignes de base perpendiculaires). Plus la ligne de base (spatiale et temporelle) est grande, plus la décorrélation entre les deux images est importante. Un point clé de la méthode est donc de sélectionner correctement les réflecteurs dont la phase reste stable dans le temps et quelles que soient les configurations orbitales : l'utilisation de toutes les images disponibles sur la zone étudiée est possible du fait de l'absence de contraintes pour choisir la ligne de base perpendiculaire et temporelle des interférogrammes. Les réflecteurs sélectionnés sont appelés Permanent Scatterers (désormais Persistent Scatterers - réflecteurs persistants - pour contourner le problème de marque déposée).

Historiquement, la méthode PS a été développée en milieu urbain (Ferretti et al., 2000, 2001). Dans un tel environnement, les études récentes (e.g., Perissin and Rocca, 2006; Ferretti et al., 2007) montrent que la stabilité du pixel est liée à des objets bien plus petits que le pixel lui-même. Ces objets sont classés suivant leurs propriétés géométriques et physiques. Il s'agit souvent d'un coin d'immeuble, de toit...qui, grâce à leur orientation par rapport à l'antenne du satellite, vont dominer le signal retour du pixel et apparaître plus stable. Ces réflecteurs particuliers (dont la phase est stable) ont la particularité d'avoir une valeur d'amplitude forte qui varie peu dans le temps. Une méthode basée sur l'amplitude a donc été élaborée pour sélectionner les PS.

A partir d'une série de N+1 images SAR disponibles sur la scène d'intérêt (en général supérieur à 20), l'indice de dispersion de l'amplitude est calculé sur chaque pixel :

$$D_A = \frac{\sigma_A}{m_A}$$

Où σ_A et m_A correspondent respectivement à l'écart-type et la moyenne de l'amplitude d'un pixel en temps.

La sélection des pixels qui seront utilisés par la suite s'effectue par seuillage sur cet indice (en général pris inférieur à 0.25).

L'étape suivante est la formation des interférogrammes différentiels : à partir des N +1 images SAR, N interférogrammes sont construits, en faisant interférer chacune des images avec une même image maîtresse. Le choix de l'image maîtresse est fait de façon à limiter la dispersion des lignes de base perpendiculaires (Colesanti et al., 2003).

En chaque pixel d'un interférogramme donné, la phase interférométrique s'écrit :

$$\phi = \phi_{topo} + \phi_{dep} + \phi_{atm} + \phi_{bruit}$$

où ϕ_{topo} est la phase de topographie, ϕ_{dep} la phase liée au déplacement du point, ϕ_{atm} le délai de phase atmosphérique, et ϕ_{bruit} le bruit de décorrélation.

La phase interférométrique différentielle, obtenue après élimination de la composante de phase topographique (simulée à partir du MNT) s'écrit :

$$\phi = \phi_{erreur_topo} + \phi_{dep} + \phi_{atm} + \phi_{bruit}$$

où ϕ_{erreur_topo} est le délai de phase dû aux erreurs sur le MNT (le MNT n'étant pas parfait).

La phase de topographie résiduelle est proportionnelle à la ligne de base B_{perp} et à l'erreur de topographie :

$$\phi_{erreur_topo} = K_1 B_{perp} \epsilon_{MNT}$$

Avec K_1 une constante, et ϵ_{MNT} l'élévation du point par rapport à la surface topographique de référence, appelée erreur du MNT.

Un modèle linéaire est utilisé pour modéliser le déplacement :

$$\phi_{dep} = K_2 T_k v$$

Où K_2 est une constante, T_k est l'intervalle de temps du couple (ou ligne de base temporelle par rapport à l'image maîtresse), et v le taux de déplacement moyen du point (vitesse de déplacement).

La phase interférométrique peut donc finalement s'exprimer de la façon suivante :

$$\phi = K_1 B_{perp} \epsilon_{MNT} + K_2 T_k v + \phi_{residu}$$

où ϕ_{residu} correspond au résidu de phase, comprenant le bruit, les effets atmosphériques et le déplacement non linéaire du point, c'est-à-dire non pris en compte par le terme $T_k v$.

Le problème reste le déroulement de phase. Pour dérouler la phase, nous devons estimer la différence de phase entre pixels voisins :

$$\Delta\phi = K_1 B_{perp} \Delta\epsilon_{MNT} + K_2 T_k \Delta v + \Delta\phi_{residu}$$

En considérant des pixels proches, c'est-à-dire dont la distance est inférieure à la distance de corrélation de l'atmosphère (environ 1000 m), on peut supposer que leur phase atmosphérique est identique. Si les déplacements résiduels sont similaires entre pixels voisins, alors $\Delta\phi_{residu}$ sera a priori inférieure à π . Si ces conditions sont vérifiées, il est alors possible de déterminer $\Delta\epsilon_{MNT}$ et Δv directement à partir de l'ensemble des interférogrammes non déroulés ($\Delta\epsilon_{MNT}$ et Δv sont identiques sur tout le jeu d'interférogrammes).

Une fois cette estimation faite, un processus d'intégration permet de déterminer pour chaque PS sa vitesse v et son erreur de MNT.

La phase résiduelle, après élimination des précédents termes de déformation linéaire et erreur de MNT est calculée sur chacun des PS :

$$\phi_{residu} = \phi_{dep_non_linéaire} + \phi_{atm} + \phi_{bruit}$$

Finalement cette phase résiduelle déroulée est filtrée pour isoler la composante atmosphérique et les déplacements non linéaires. Les résidus de phase atmosphériques sont supposés être décorrélés dans le temps, et avoir spatialement des variations douces. Quant aux déplacements résiduels (non linéaires), on suppose qu'ils sont corrélés dans le temps et dans l'espace. Un filtrage temporel passe-haut (permettant de retirer les termes du déplacement corrélés en temps), suivi d'un filtrage spatial passe-bas donne une estimation des effets atmosphériques à grande longueur d'onde. Les basses fréquences temporelles fournissent une estimation des déplacements non linéaires.

Au final, on obtient, sur chaque PS, une estimation de la déformation linéaire, des erreurs du MNT et de la déformation non linéaire.

D'autres méthodes utilisant des réflecteurs persistants existent dorénavant. Tel est le cas des approches développées par Hooper et al. (2004) à l'Université de Stanford (STAMPS), Kampes (2006) au DLR en collaboration avec l'Université de Delft (STUN), Werner et al. (2003) et son équipe Gamma en Suisse (IPTA), et par Arnaud (2003) dans son entreprise Altamira Information, avec la chaîne Stable Points Network, que nous utilisons.

Références bibliographiques :

- A. Arnaud, J. Duro, J. Inglada, M. Eineder, N. Adam, s R. Hanssen. "ASAR/ERS interferometry over stable points network". IGARSS 2003, Toulouse (France), 21-25 July, 2003.
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. Sansosti, E., *A new algorithm for surface deformation monitoring based on Small Baseline Differential SAR Interferograms*, IEEE Trans. on Geosciences and Remote Sensing, Vol 40, 2375-2382, 2002
- A. Hooper, H. Zebker, P. Segall, and B. Kampes. *A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers*. Geophys. Res. Lett., 31 :L23611, 2004. doi : 10.1029/2004GL021737.
- Ferretti, A. and Prati, C. and Rocca, F., *Permanent Scatterers in SAR Interferometry*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39, 2001, 8-20
- Ferretti, A. and Prati, C. and Rocca, F., *Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 38, 2000, 2002-2012
- B.M. Kampes, *Radar interferometry : Persistent Scatterer technique*, ISBN: 140204576X, Springer Verlag edition, 2006.
- Perissin, D., and F. Rocca (2006), *High-accuracy urban DEM using permanent scatterers*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 44 (11), 3338-3347.
- Schmidt, D., and R. Burgmann, *Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set*, J. Geophys. Res., vol. 108, no. B9, 2416, doi:10.1029/2002JB002267, 2003*
- S. Usai. *A least squares database approach for SAR interferometric data*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2003.
- Werner, C., Wegmüller, U., Strozzi, T., Wiesmann, A., 2003. *Interferometric Point Target Analysis for Deformation Mapping*. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS'03, 21-25 July 2003, Toulouse, France, vol. 1, 221-223.

5.3 Résultats interférométriques appliqués au RGA.

Les deux méthodes DInSAR et PSI ont été appliquées sur deux zones de la banlieue Est de Paris qui présentent des faibles déformations urbaines reconnues provenant du RGA. Nous avons fait le choix de présenter les résultats des deux méthodes tout d'abord sous la forme de planches synthétiques.

5.3.1 Résultats DInSAR, application à l'Est parisien

Les planches rassemblent un ensemble d'informations thématiques ainsi que des extraits d'interférogrammes pour analyser les effets du RGA sur les deux sites d'étude définis en 5.1.

Planche n°1

La Planche 1 présente une série d'illustration sur la première zone d'étude, sous forme de vignettes focalisées sur les villes de Nogent-sur-Marne et le Perreux-sur-Marne. Deux agrandissements A_1 et A_2 sont extraits de l'orthophotographie (IGN) de la Planche 1, figure A.

Les maisons qui ont été déclarées sinistrées par le RGA entre 1989 et 2002 (étoiles noires) sont localisées et alignées perpendiculairement à une forte pente, sur le versant de la rivière de la Marne (Planche 1, A_1). Elles sont situées sur des roches argileuses gonflantes d'âge oligocène (g_1a) à éocène supérieure (e_7b), (Planche 1, C). Ces maisons individuelles sont encadrées par deux espaces arborés (Planche 1, A et A_1). La combinaison des trois facteurs que sont la végétation arborée, les fortes pentes, et un sol gonflant argileux, est certainement à l'origine de cette forte sinistralité.

Par ailleurs, cette zone appartient bien à un aléa fort d'après la cartographie du BRGM (Planche 1, B). L'interférogramme brut (Planche 1, E) et l'interférogramme masqué avec un seuil de cohérence de 0,6 (Planche 1, F) soulignent et révèlent une forte cohérence sur les maisons et bâtiments, contrastant avec la faible cohérence sur les zones boisées. La présence de petits groupes de pixels contigus de couleurs identiques sur les interférogrammes souligne la disparité des amplitudes de déplacements des bâtiments. Ces signaux sont cependant très peu discernables à cause du bruit lié à des zones incohérentes dans l'interferogramme.

La seconde illustration (Planche 1, A_2) est située sur la ville de Le Perreux-sur-Marne, dans la plaine alluviale de la Marne où se sont déposées les alluvions holocènes F_y et les alluvions récentes F_z (Planche 1, C). Ces alluvions ont peu de propriétés argileuses (voir partie géomécanique de ce rapport), car constituées de sables et graviers, correspondant à des dépôts de plaine d'inondation. L'agrandissement de l'orthophotographie (Planche 1, A_2) montre l'importance de l'habitat pavillonnaire et la présence d'arbres isolés. La sinistralité est caractérisée par des aléas faibles à moyen par le BRGM (Planche 1, D). L'information délivrée par les interférogrammes DInSAR (Planche 1, E et F) révèle une faible cohérence liée à l'occupation pavillonnaire jardinée. La sinistralité est très dispersée et difficile à interpréter.

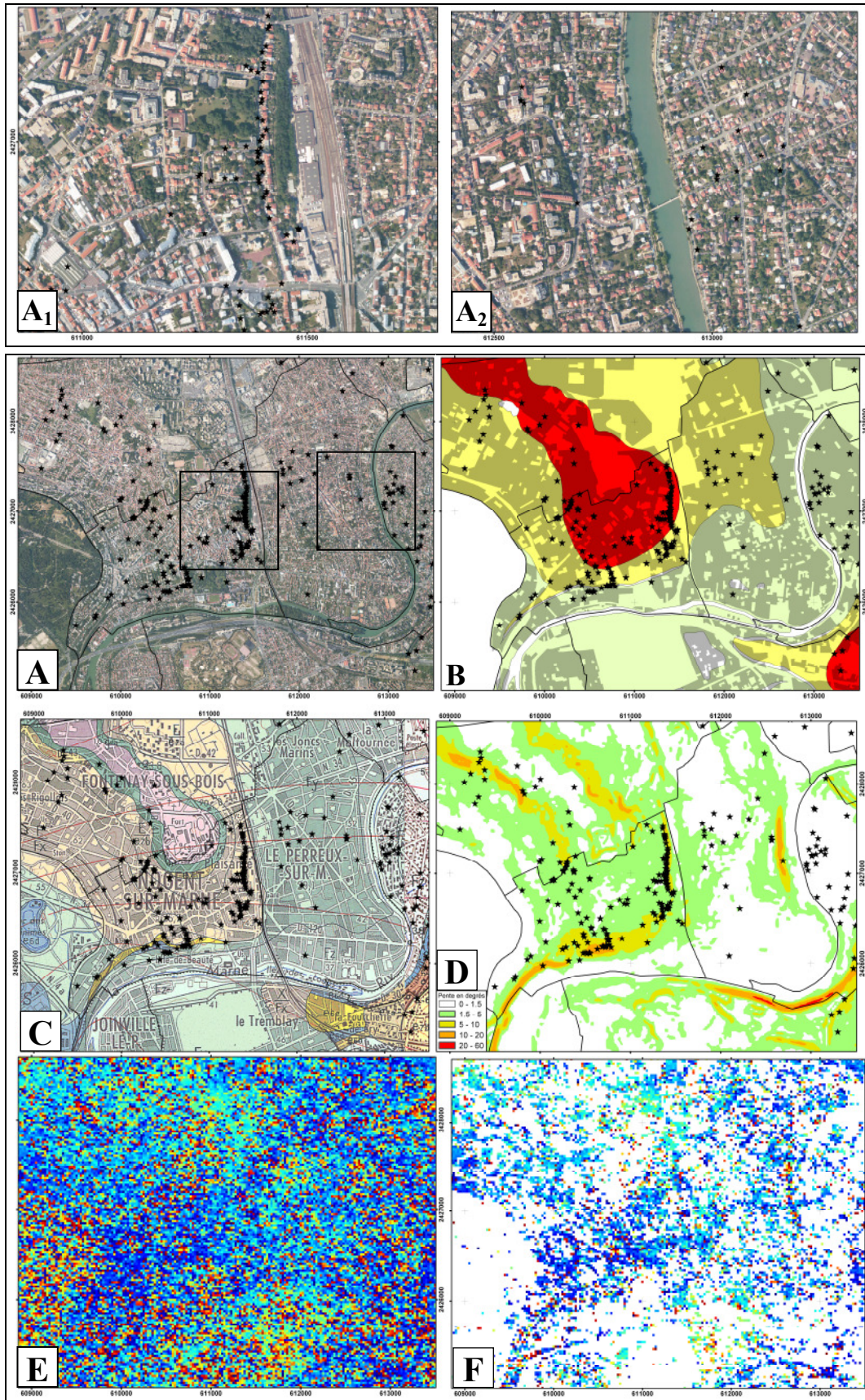


Planche 1: Zone de Nogent sur Marne – A, A1, A2 Ortho photographie, B - aléa BRGM avec le bâti (MOS IAURIF) C- Carte géologique, D - Carte de pente, E, F - interférogramme 7334_20360 avec et sans masque de cohérence de 0.6

Planche n°2

La Planche 2 présente une série d'interférogrammes calculés à partir de couples d'images radar indépendantes toujours sur la première zone d'étude. Un rappel de la topographie (Planche 2, A) et de la géologie (Planche 2, B) est présenté en haut de la planche afin d'apprécier le contexte général.

Ces six interférogrammes révèlent des déformations soulignées par des flèches noires. Les numéros d'orbite et les dates d'acquisition des couples sont indiqués respectivement en bas à gauche et en bas à droite des vignettes. Les cinq premiers extraits d'interférogrammes révèlent un déphasage entre la formation F_y et la formation e_7b . On peut observer la proximité de ce déphasage avec les sinistres localisés juste en amont, ainsi qu'avec une rupture de pente qui caractérise le changement lithologique entre les alluvions F_y et les marnes de l'Eocène supérieur e_7b . Ce déphasage est croissant (rapprochement du sol vers le capteur) entre les années 1996 et 1999 pour les quatre premières vignettes, et seul celui l'interférogramme 1515 5022 entre le 04.08.95 et le 05.04.96 présente un déphasage négatif (éloignement du sol dans la direction de visée du capteur radar).

On montre ainsi un retrait pendant la fin de l'année 1995 et avril 1996 de l'ordre de 0,3 cm et un gonflement des sols à peine perceptible de 0,4 cm dans le sens de visée du satellite. Ces valeurs sont bien en dessous des 15 cm de déformations maximum cumulées observées au pied des édifices sinistrés. La dernière vignette représentée par le couple 24695/17046 pour la période entre du 04.04.1996 au 24.07.1998, montre un déphasage positif interprété comme un gonflement sur la rive Est de Le Perreux-sur-Marne. Il coïncide également avec des sinistres sur une zone alluvionnaire. On note des signaux de déphasage positif également sur les berges de la Marne.

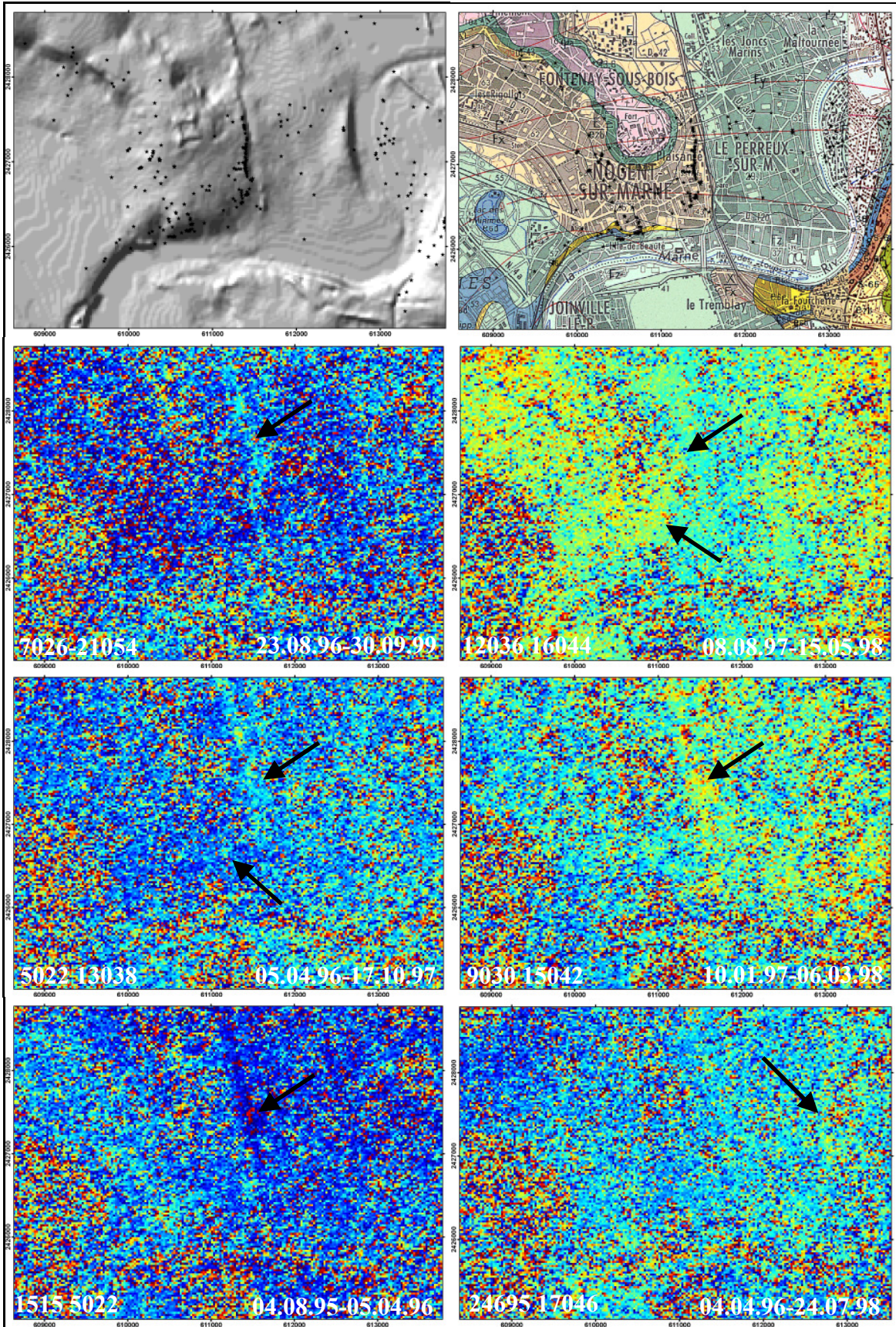


Planche 2: Extraits d'interférogrammes sur la zone d'étude de Nogent-sur-Marne et (A) estompage de MNT révélant la topographie et (B) extrait de la carte géologique et de la sinistralité recensée par le BRGM.

Planche n°3

La Planche 3 présente une série de vignettes sur les villes de Bry-sur-Marne, Villiers-sur-Marne et Coeuilly. Deux zones issues de l'orthophotographie (Planche 3, A) sont agrandies en A₁ et A₂.

La première zone localisée à Bry-sur-Marne, présente des bâtiments sinistrés alignés parallèlement aux courbes de niveau sur les coteaux du plateau (Planche 3, C), à proximité d'espaces arborés (Planche 3, A₂) et sur des sols susceptibles de retrait gonflement d'argile (Planche 3, C). Cette zone est cartographiée en aléa fort par le BRGM (Planche 3, C). Les trois facteurs : végétation arborée, pente forte, et présence d'un sol sensible au RGA sont très probablement à l'origine de la forte sinistralité, comme dans l'exemple précédent (Nogent-sur-Marne, Planche 1, A₁). Les interférogrammes (Planche 3, E et F) sont peu interprétables du fait de la perte de cohérence importante de ce milieu fortement pavillonnaire jardiné.

La seconde zone (Planche 3, A₂) de sinistralité diffuse correspond à la ville de Villiers-sur-Marne au lieu dit « Bois de Gaumont », où affleurent des argiles gonflantes d'âge oligocène g_{1a} et g_{1b} (Planche 3, C). Il s'agit du sommet d'un talweg évasé à proximité du plateau sommital, où la topographie est faiblement différenciée (Planche 3, D). Le plateau est soutenu par des formations superficielles (les limons des plateaux, LP). C'est une zone fortement urbanisée, dont la sinistralité est localisée préférentiellement à proximité d'espaces végétalisés et arborés (Planche 3, A₂). Les différences de couleurs sur les pixels contiguës des interférogrammes (Planche 3, E et F) révèlent de fortes amplitudes de déplacements très probablement liées au RGA. Le BRGM cartographie ces sols avec un aléa faible à fort (Planche 3, B).

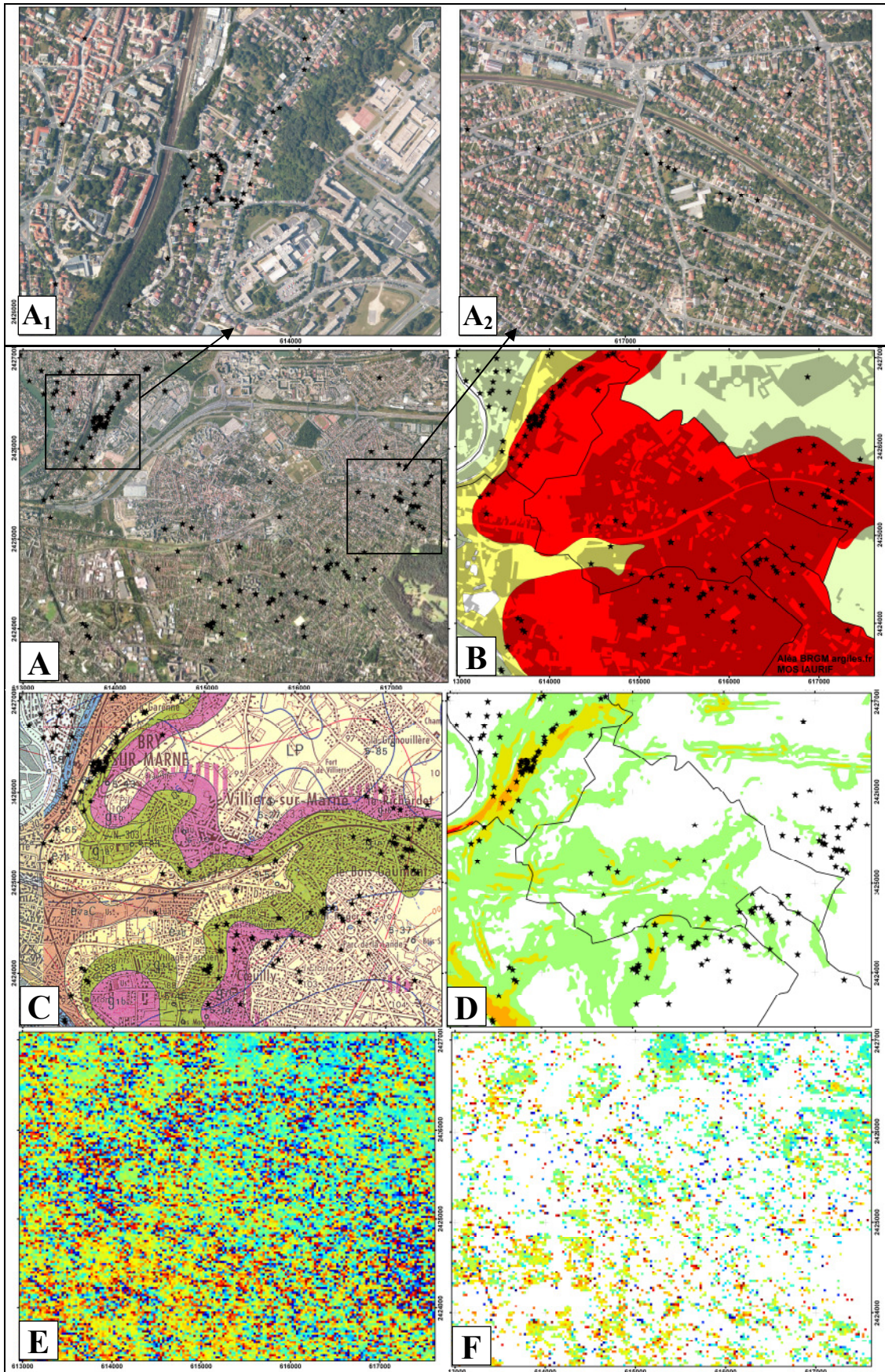


Planche 3: Zone de Brie sur Marne - A, A1, A2 Orthophotographie, B – aléa BRGM avec le bâti (MOS IAURIF), C - Carte géologique, D - Carte de pente, E et F - interférogramme 9338_21863 avec et sans masque de cohérence de 0.6

Planche n°4

Cette dernière planche d'illustrations est constituée de trois interférogrammes indépendants auxquels il a été surimposé en transparence un estompage de la topographie, afin de révéler simultanément l'interférogramme et le relief. Il s'agit d'une vue d'ensemble des deux zones d'étude. Ainsi, l'échelle de ces figures est au 1/75.000ème, contrairement aux planches précédentes (Planche 1, Planche 2, Planche 3) dont l'échelle de représentation est au 1/50.000ème.

Ces interférogrammes correspondent à des périodes de temps supérieures à trois ans. Les images maîtresses sont prises en hiver 1995, soit globalement quelques mois avant la sécheresse de 1996. Les images esclaves des couples sont en 1998, 1999 et 2000, en allant de bas en haut de la Planche 4. On observe en de nombreux endroits de la plaine alluviale de la Marne des déphasages décroissants, en particulier dans les courbures des méandres du fleuve. Cette réponse interférométrique correspond à un éloignement du capteur, donc interprétée comme une subsidence. L'amplitude est estimée entre 0,4 cm et 0,7 cm, amplitude plus forte sur les berges de la Marne et dans les zones alluvionnaires récentes F_z . Cela souligne des déstabilisations des terrains à proximité de la Marne. Si ces résultats sont confirmés, cela pourrait suggérer que l'épisode de sécheresse a un effet bien après mars 1996, date qui correspondrait alors seulement au maximum du phénomène de retrait. L'étude de la pluviométrie efficace montre en effet que le déficit de pluviométrie débute en milieu de l'année 1995 (voir rapport annuel n°2 au 21.09.2007, partie 1.1.2), ce qui souligne l'importance de cette sécheresse hydrogéologique et ses conséquences sur les environs immédiats de la Marne. Cependant, des études complémentaires sont à réaliser pour prendre en compte les effets de possibles pompages de la nappe aquifère (voir partie 2.5). Seuls des relevés piézométriques et une connaissance de l'emplacement géographique des stations de pompage permettrait de préciser le phénomène. L'analyse des zones alluviales en terme de retrait gonflement n'est pas évidente.

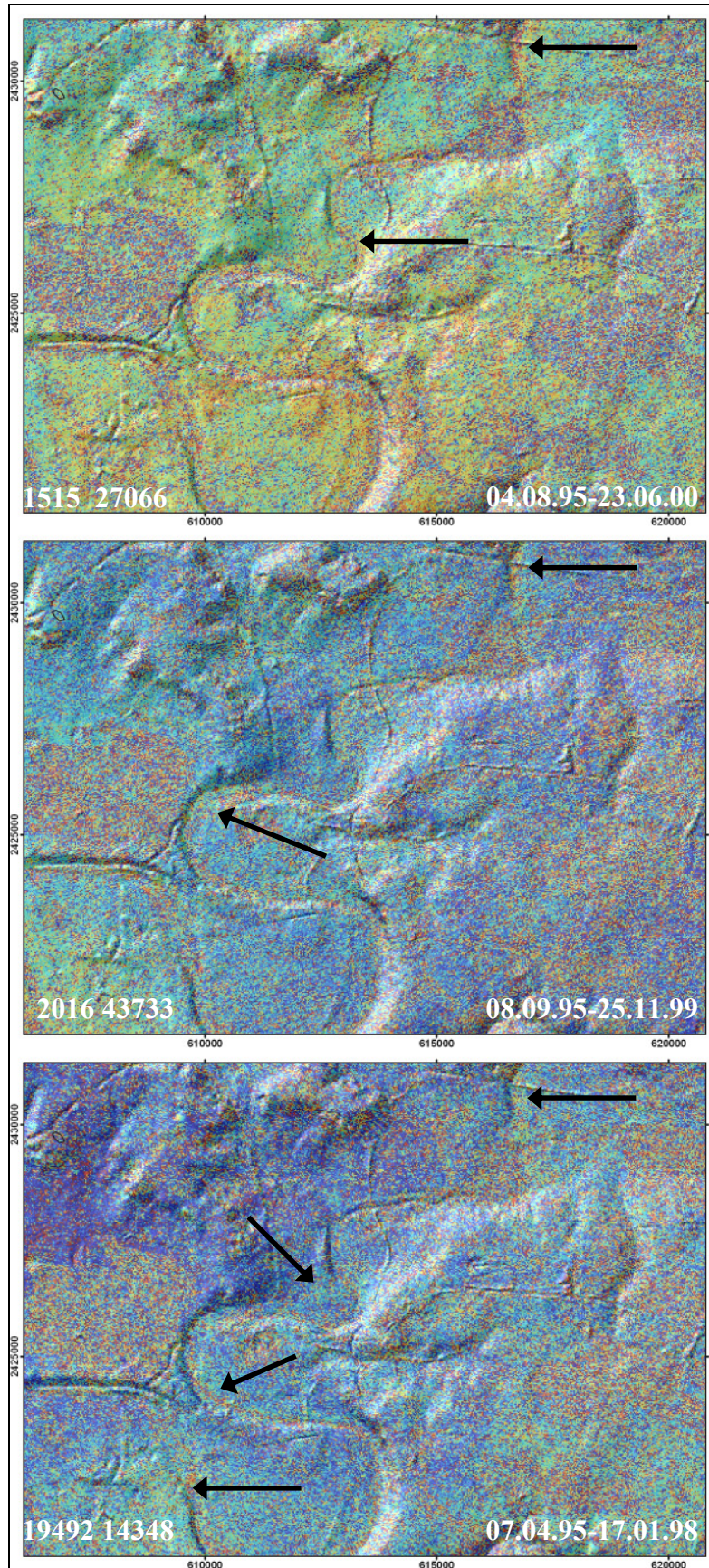


Planche 4: Vue d'ensemble de la zone d'intérêt par interférométrie et avec un estompage de la topographie en transparence. Les flèches soulignent l'emplacement de déformation dans la plaine alluviale de la Marne.

Interférométrie différentielle et Retrait Gonflement d'Argiles

L'interférométrie radar a permis de mettre en évidence des déformations liées au RGA et, ces premiers résultats ont été analysés avec les données thématiques disponibles à l'aide d'un SIG.

(1) Résultats obtenus par l'interférométrie radar différentiel.

Les travaux en interférométrie radar par la technique DInSAR ont permis de produire un nombre suffisant d'interférogrammes différentiels de hautes qualités (haute cohérence) pour permettre une étude complète de 1995 à 2000 à partir des données ERS. La période de sécheresse de 1996 ainsi que ses effets sur la topographie ont été étudiés. On note que suite à un accident du capteur ERS en 2000, la possibilité de constituer un couple interférométrique est plus difficile, ce qui a une incidence directe sur le nombre d'interférogrammes exploitables. L'étude de la sécheresse de 2003 est donc difficile car il y a peu de données disponibles avant la sécheresse. Les données ENVISAT disponibles à partir de juin 2003 permettent imparfaitement d'analyser cette période où le phénomène RGA est important sur la période estivale.

Sur les interférogrammes, de nombreux signaux ont été interprétés comme des déformations, en particulier des mouvements liés à la période de sécheresse 1995/1996. Ainsi, quelques signaux détectés ont pu être mis en relation avec des effets de la sécheresse sur des zones accusant de forts dénivelés topographiques. De même, des résultats intéressants sont obtenus sur la plaine alluviale de la Marne, plus précisément à proximité des berges, où des mouvements inférieurs au centimètre ont été détectés. Ces déformations sont visiblement plus étendues et plus homogènes dans le temps, ce qui facilite leur analyse par l'interférométrie DInSAR. De plus, cela montre que la sécheresse provoque des mouvements de la surface du sol indépendamment de la présence d'un sol argileux. Rappelons que l'aléa sécheresse regroupe plusieurs problématiques : la sécheresse géotechnique liée à la présence de matériaux argileux gonflant, mais aussi des mouvements de terrain liés à l'affaiblissement hydrogéologique des nappes (sécheresse hydrogéologique). Si la distinction entre les effets de ces deux phénomènes est difficile, les dégâts sur le bâti résultent souvent de leurs combinaisons.

Enfin, à l'échelle du bâtiment, l'interférométrie montre des limites dans la détection des mouvements localisés induits par le RGA. Cela est particulièrement vrai pour les zones urbaines en sommet des plateaux où des déformations n'ont pas été détectées. En théorie, les déplacements engendrés par le RGA affectent une zone comprise entre la dizaine de mètres carrés et plusieurs centaines de mètres carrés en planimétrie pour des mouvements verticaux de l'ordre au maximum de 15 centimètres. La technique DInSAR est pourtant sensible au demi-centimètre près. Cela signifie que soit les déformations ont une évolution irrégulière dans le temps par rapport à la répétitivité du satellite, soit qu'elles ne sont pas suffisamment étendues spatialement.

(2) L'analyse des données thématiques disponibles avec un SIG.

L'utilisation d'un Système d'Information Géographique (SIG) a permis de combiner des documents thématiques disparates avec les premiers résultats obtenus par l'analyse des

interférogrammes. Il a été ainsi permis de localiser et de mieux comprendre les facteurs géomorphologiques et géologiques qui sont à l'origine de la sinistralité liée au retrait gonflement d'argile. On constate ainsi qu'un fort dénivelé topographique, la proximité de zones fortement arborées, et de terrains sous-tendus par des formations géologiques argileuses gonflantes sont autant de facteurs prépondérants.

En effet, un fort dénivelé topographique est un facteur de prédisposition important, car il joue un rôle sur la stabilité du terrain pendant le cycle de dessiccation/hydratation du sol. En effet les bâtiments construits sur des zones en pente sont particulièrement exposés aux effets de retrait du sol d'assise : les fondations étant réalisées à différentes profondeurs, l'épaisseur de la tranche des sols susceptibles d'être affectée par la dessiccation n'est pas constante. De plus, la circulation de l'eau de surface par ruissellement est perturbée par la présence du bâtiment, aggravant ainsi le déséquilibre hydrique du sol si faute d'aménagements.

A l'échelle régionale, l'étude géomorphologique du relief permet de mettre en évidence les zones à risque. Sa combinaison avec les interférogrammes est très révélatrice dans l'interprétation (voir Planche 4). A l'échelle locale, des données topographiques numériques plus précises sont nécessaires pour une étude de pente adaptée à la problématique RGA. Les données numériques disponibles (BdAlti©, IGN) qui modélisent le relief ne sont pas d'une résolution spatiale (25 mètres) et d'une précision altimétrique suffisante (± 5 mètres). L'étude fine de la topographie et des problèmes d'écoulement des eaux, nécessite un levé plus précis qui peut être obtenu par une mission de laser aéroporté (LIDAR) ou des levés topographiques.

Parmi les autres facteurs environnants participants au phénomène RGA, les surfaces végétalisées et arborées, caractérisées par leur forte évapotranspiration sont souvent la source des nombreux désordres constatés. Or ces zones ont une très faible cohérence en interférométrie radar, et donc peu analysable au sein des interférogrammes. Elles sont en revanche observées en imagerie aérienne, sans pouvoir pour autant déterminer l'essence et la hauteur de la végétation arborée.

Enfin, la nature du sol décrite par la carte géologique est certainement un point de départ dans l'étude de la susceptibilité au RGA. La méthodologie du BRGM est confirmée, la sinistralité étant globalement liée à l'aléa cartographié. L'analyse des facteurs participants (topographie, végétation, type de sol) révèle que la description du tissu urbain et de son organisation est également nécessaire. Le MOS de l'IAURIF, permet de situer les zones urbanisées, c'est-à-dire l'enjeu et plus particulièrement les zones urbaines secondaires pavillonnaires. Mais il s'avère insuffisamment précis à l'échelle d'une propriété privée, car il n'indique pas la proximité et la densité des espaces arborés (deux paramètres qui jouent un rôle important dans l'évapotranspiration).

A partir de ces informations et des résultats obtenus par la technique DInSAR et avec l'aide d'un système d'information géographique, on peut envisager de produire une cartographie du risque liée au RGA dans l'Est Parisien que seule l'interférométrie différentielle ne permet pas. Les résultats de l'interférométrie, à partir du suivi de points stables, vont permettre d'affiner ces résultats.

Conclusions résultats DInSAR et RGA.

La méthode interférométrique radar (DInSAR) a été appliquée sur la région Est parisienne dans un but de localisation, de caractérisation et de quantification des amplitudes des faibles déformations liées au Retrait Gonflement d'Argile (RGA). Les résultats obtenus sont

disparates car, (1) les déformations engendrées par le RGA ont une faible extension spatiale, (2) elles sont de faible amplitude (centimétrique à pluri-centimétrique), (3) il y a une forte variation temporelle (fonction des cycles de sécheresse), et enfin (4) la non constance des déplacements dans le temps.

Il est donc difficile d'obtenir avec cette méthode DInSAR une détection des déformations saisonnières. Les résultats sont beaucoup plus probants sur des interférogrammes dont la période est élevée (de 3 à 5 ans), afin de détecter et de mesurer un bilan « cumulé » des déformations. Constatons que certains aspects du cycle de retrait gonflement d'argile ne sont donc pas analysables par cette technique. L'interférométrie PSI semble plus adaptée à la problématique du RGA à l'échelle d'un bâtiment, pour permettre de suivre l'évolution temporelle de réflecteurs fortement rétro diffusant.

En ce qui concerne les résultats thématiques, ce travail s'est focalisé sur différents types géomorphologiques : 1) les plateaux présentant des effets locaux de RGA (les argiles sont subaffleurantes et couvertes par de faible épaisseur de formations superficielles - les limons des plateaux de la carte géologique) ; 2) les versants bordant les plateaux qui recoupent les formations géologiques argileuses gonflantes et donc engendrent de fortes déformations liées au retrait gonflement d'argile, accentuées par la forte pente ; et enfin 3) Les plaines alluviales composées d'alluvions en partie argileuses soumises à des effets de rabattement et de recharge de nappes phréatiques sous-jacentes. L'interférométrie radar (DInSAR) révèle des mouvements sur les versants, notamment en concavité de bas de pente, et dans la plaine alluviale de la Marne.

5.3.2 Résultats PSI, application à l'est parisien

Pour mieux analyser les cartes de vitesses moyennes et les profils obtenus sur les points PS il faut bien avoir à l'esprit que les caractéristiques suivantes et les limites des PS décrites tout d'abord ci dessous. Ensuite nous aborderons les différents environnements physiographiques (Plateaux pentes et plaine alluviale de la Marne) dans la banlieue Est de Paris.

2.1- Les caractéristiques générales des PS et informations obtenues




Les calculs en interférométrie PS ont été effectués avec la chaîne SPN (Altamira Information). En sortie chaque PS est caractérisé par :

- ses coordonnées et son altitude précise (déduite de l'erreur de MNT)
- sa vitesse de déplacement le long de la ligne de visée
- un profil temporel de son déplacement, avec un mesure pour chaque date d'acquisition disponible.
- une valeur de cohérence, indiquant la qualité de la mesure de vitesse de déplacement.

Les PS dont la cohérence est supérieure à 0.8 présentent des comportements linéaires dans le temps, et sur lesquels une estimation fiable de la vitesse peut être obtenue, avec une précision de ~1 mm/an. Les PS dont la cohérence est comprise entre 0.5 et 0.8 donnent des estimations fiables (précision de l'ordre de ~1-3 mm/an), avec un certain taux de bruit sur les profils temporels (~5 mm d'erreur sur les mesures de déplacements). Les PS présentant une cohérence entre 0.2 et 0.5 ont soit un comportement fortement non linéaire (qui ne peut donc être extrait correctement avec un modèle linéaire), ou bien ont des séries temporelles avec un bruit important, qui peut être dû à un problème d'aliasing (apparu lors d'un mauvais déroulement de phase). Les PS de cohérence inférieure à 0.2 ne sont pas exploitables.

Quelle est la densité relative en fonction du type de tissu urbain ?

Il s'agit de préciser le nombre de points PS au km² et quelle est la cohérence en fonction du tissu urbain. On distingue trois types de tissu urbain : l'urbain dense avec une majorité de bâtiments collectifs, l'urbain secondaire dominé par une majorité de résidences pavillonnaires et enfin le tissu rural.

Urbain dense	Urbain secondaire	Rural
		
Banlieue proche Paris Zone à 42% commerciale	8 km à l'est de Paris Zone à 90% bat. Indiv.	18 km à l'est de Paris Zone à 88% agricole

Surface: 3390113 m ² Soit 5614 PS/km ²	Surface: 3352020m ² Soit 2535 PS/km ²	Surface: 3345695m ² Soit 111 PS/km ²
MOS IAURIF (3 premières classes) : 42,5% bâtiments comm, 29,5% bâtiments individuels 11,6% zone de transport	MOS IAURIF (3 premières classes) : 90,6% bâtiments ind, 5,8% bâtiments collectifs 3,6% espace vert	MOS IAURIF : 88% Culture et bois 3% zone urbaine ouverte

Tableau 2: Densité des Points Stables en mode descendant pour différents types de tissus urbain. On caractérise le milieu en précisant le pourcentage relatif des plus importantes classes du Mode d'occupation du sol de l'IAURIF.

L'analyse du tableau ci-dessus souligne les points suivants : la densité en Points PS est plus du double en milieu urbain primaire (~5000 PS/km²) qu'en milieu urbain secondaire (~2500 PS/km²). En milieu rural, elle n'est que de ~100 PS/km² sur la zone sélectionnée. Ainsi, comme escompté, le type de tissu urbain influence fortement la densité des Points Stables. Plus les bâtiments imposants sont nombreux, plus le nombre de PS disponibles pour l'étude des mouvements est important.

Quel est le nombre de points PS par bâtiment pour des quartiers urbains denses et secondaires ?

Il s'agit d'étudier le nombre de PS à l'échelle des quartiers d'habitation.



Quartiers denses primaires	Quartiers secondaires
	
Total PS : 693 Nombre de bâtiments : 54 Nombre de bâtiments renseignés : 27 Soit 50% des bâtiments Avec 14,5 PS /bâtiment Surface investiguée: 102700 m ²	Total PS : 314 Nombre de bâtiments : 131 Nombre de bâtiments renseignés : 41 Soit 31,2% des bâtiments Avec 3 PS /bâtiment Surface investiguée: 110900 m ²

Tableau 3 : Données obtenues par analyse des PS en mode Descendant

Les données ci-dessus montrent qu'en milieu urbain secondaire, un peu moins d'un pavillon sur trois est renseigné par les PS contre un bâtiment sur deux en zone urbaine dense. Le contraste est plus important en comparant le nombre de PS disponibles par habitat

renseigné : 1 à 4 points pour un pavillon individuel contre plus d'une dizaine de points pour des bâtiments de type collectif. Les autres PS (qui ne correspondent pas à des bâtiments) proviennent principalement des routes et des terrasses bitumées. En conclusion, la totalité des bâtiments n'est pas analysable en interférométrie PS avec les données des satellites ERS1 et 2 et ENVISAT, seuls 30 à 50% des habitats peuvent être suivis. Les autres PS sont certainement utilisables pour étudier la déformation de la surface du sol. Encore faut-il déterminer une méthode permettant de trier finement les PS renseignant un sommet de bâtiment et ceux renseignant la surface du sol.

2.2- Mesure des mouvements linéaires

Avant de se focaliser sur les zones déjà étudiées en interférométrie différentielle DINSAR, nous allons étudier sommairement les vitesses moyennes de déplacement calculées sur l'ensemble de la zone. Ces vitesses permettent de montrer les tendances linéaires au cours du temps. Ces vitesses sont exprimées en mm/an et sont calculées sur la totalité des images radar : de 1995 à 2006 pour les données ascendantes (Figure 13) et de 1992 à 2006 pour les données descendantes (Figure 14). Les vitesses sont révélées par les teintes colorimétriques de rouge à bleu : en rouge des tendances linéaires positives de 6 mm/an et en bleu les tendances négatives de -6 mm/an.

En mode ascendant, on constate que les couleurs vertes et jaunes prédominent très largement, indiquant des zones stables. Elles correspondent à de très faibles déplacements annuels. Il existe quelques points disparates de couleur bleu sombre ou rouge qui tranchent par rapport aux déplacements moyens : aux abords de la Marne au droit des berges les tendances sont visiblement à l'affaissement ainsi que dans la plaine alluviale avec des mouvements négatifs le long de la ligne de visée du capteur de -4mm/an.

En mode descendant, les vitesses moyennes observées sont légèrement négatives ce qui indique que la référence utilisée pour le calcul des PS en mode descendant n'est pas totalement immobile. Malgré cette différence de mesure entre le mode descendant et ascendant on peut constater des mouvements identiques au niveau des berges de la Marne et sur la plaine alluviale ce qui valide les calculs réalisés (les images descendantes et ascendantes forment deux sets de données distinctes)

Afin de mieux illustrer ces résultats, des agrandissements au 1/50 000 sont proposés à la Figure 16 et à la Figure 19 avec un fond d'image aérienne. Afin de reconnaître l'environnement direct des disparités précédemment observées, sont posées en vis-à-vis de ces agrandissements les mêmes images aériennes sans autre surcharge que la sinistralité (Figure 17 et Figure 20). Les cartes géologiques du BRGM détaillent la nature du sol connue de ces secteurs (Figure 18 et Figure 21).

Le premier site de Nogent Sur Marne (Figure 16) permet de situer de nombreux sites en subsidence autour d'espace arboré. La végétation semble avoir un effet durable sur les sols en terme de tassement. Autres déformations visibles sont celles des berges, plus précisément sur les terrasses alluviales : les documents cartographiques du BRGM révèlent que ces sols soumis à l'affaissement sont principalement des alluvions anciennes Fy. Peut être que la perte en eau se réalise par la baisse de la porosité ce qui entraîne un tassement définitif et progressif de ces matériaux fortement saturés en eau.

Nous avons abordé la même démarche sur le plateau de Villiers-sur-Marne et de Noisy-le-Grand (Figure 19) situé à proximité de l'université Paris-Est site de Marne-la-Vallée : contrairement au site précédent la carte des vitesses moyennes est beaucoup plus

disparate. Certes, si la couleur vert-jaune est toujours dominante, on s'aperçoit qu'il y a beaucoup plus d'hétérogénéités localement. Les vitesses linéaires mesurées sont inégales sur le talweg et sur l'affleurement des argiles vertes de Romainville (g1a). Ces mouvements sont donc à analyser plus précisément en prenant en compte la nature des coins réflecteurs et leurs comportements dans le temps. C'est ce que nous avons voulu étudier plus précisément.

Vue générale sur les deux sites d'étude

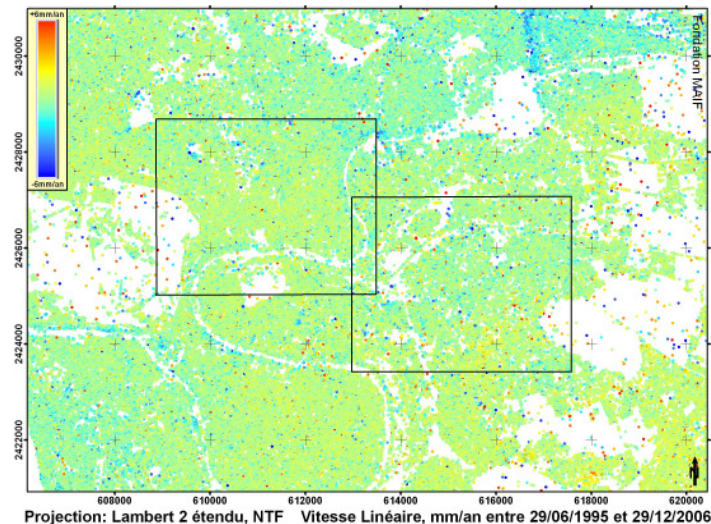


Figure 13 : Vitesse moyenne de PS en mode ascendant, satellite ERS1/2 ENVISAT

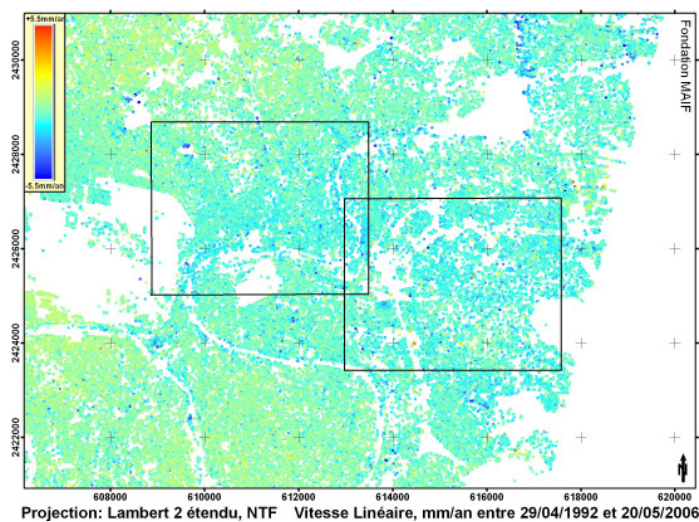


Figure 14 : Vitesse moyenne de PS en mode descendant, satellite ERS1/2 ENVISAT

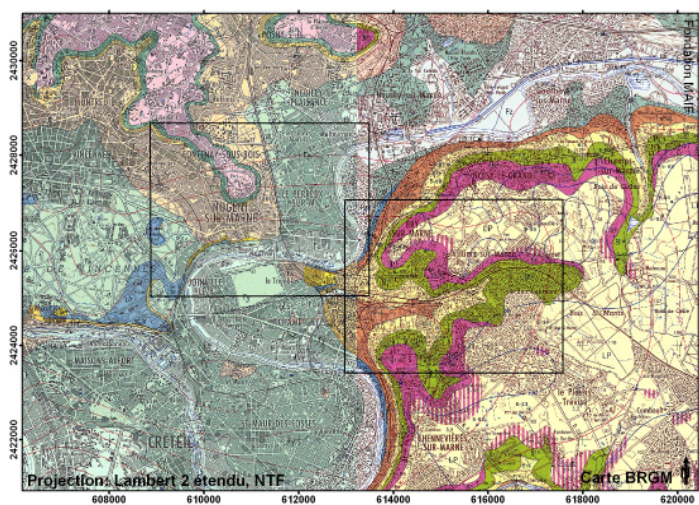


Figure 15 : Extrait de la Carte géologique du BRGM permettant d'identifier les formations argileuses gonflantes (g1a en vert). Les deux zones sélectionnées correspondent à celles décrites plus précisément ci-dessous.

Détails sur le plateau de Nogent-sur-Marne

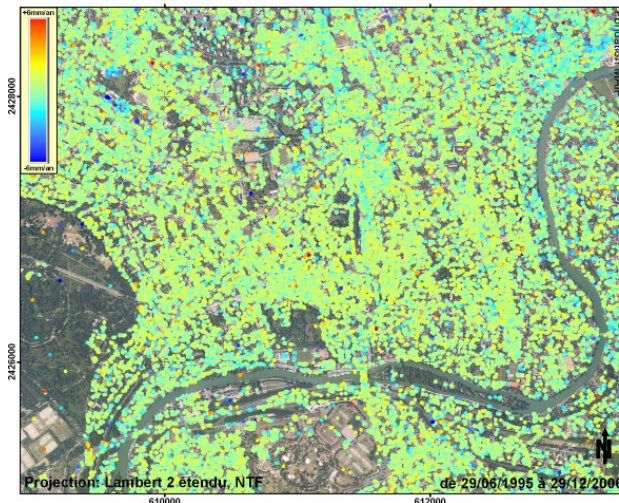


Figure 16 : Vitesse moyenne linéaire des PS ascendant en mm/an, (bleu : négative de -6mm/an, vers rouge positive de +6mm/an), satellite ERS1/2 ENVISAT avec fond de carte orthophotographie IGN

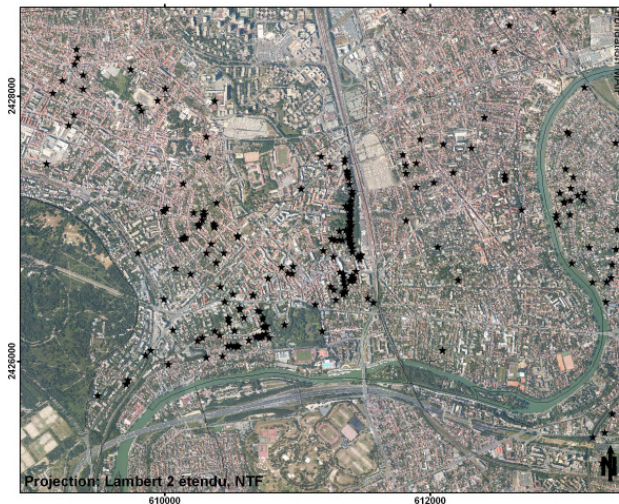


Figure 17 : Orthophotographie IGN et sinistralité. Emprise sur zone de Nogent/Marne et Bry/Sur Marne.

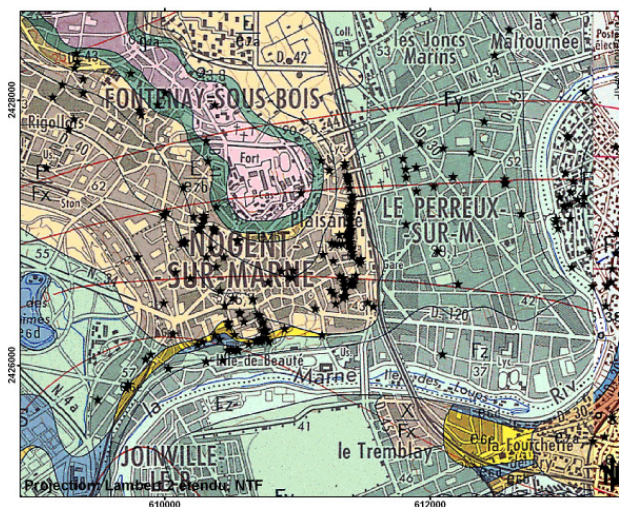


Figure 18 : Extrait de la carte géologique du BRGM au 1:50000 et sinistralité

Détails sur le plateau de Villiers-sur-Marne et de Bry-sur-Marne

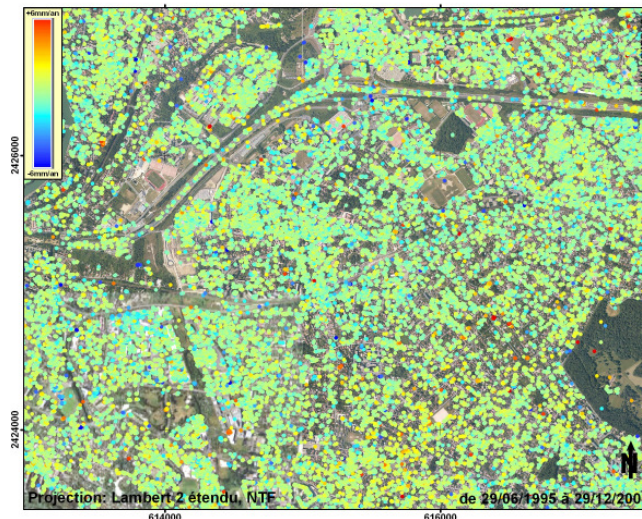


Figure 19 : Vitesse moyenne linéaire des PS ascendant en mm/an (bleu : négative de -6mm/an, vers rouge positive de +6mm/an) avec fond de carte Orthophotographie IGN. Emprise sur la zone 2 de Villiers Sur Marne

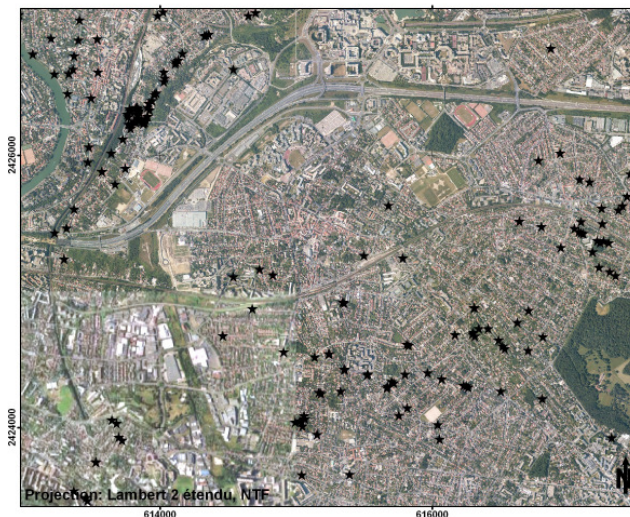


Figure 20 : Orthophotographie IGN et sinistralité (étoiles noires). Emprise sur zone de Villiers-Sur-Marne.

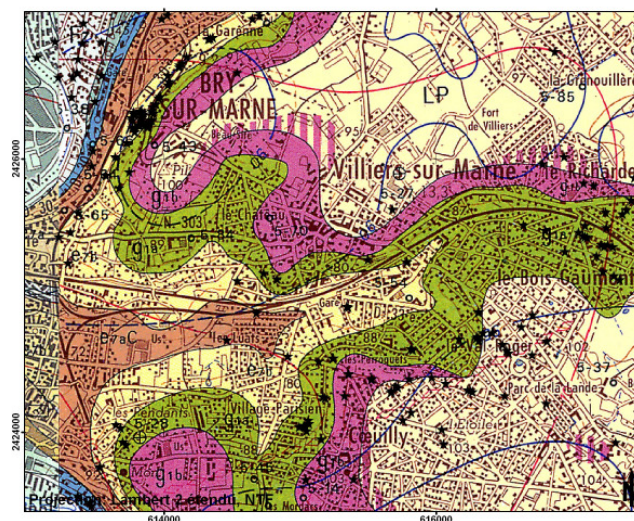


Figure 21 : Extrait de la carte géologique du BRGM au 1:50000 et sinistralité.

2.3-Mesure des mouvements non linéaires

Pour mieux caractériser l'environnement de ces habitations principalement pavillonnaire individuel nous avons sur la Figure 23 souligné les habitations dont les arbres sont proches à très proches et nous avons recherché aussi les habitations qui ont des dépendances accolées et les bâtiments accolés. Ces deux facteurs sont importants pour le RGA car l'hétérogénéité des fondations et la proximité des arbres favorisent la fissuration et les désordres en façade.

PS appliqués sur le plateau de Villiers/Marne

Nous avons décidé de nous focaliser sur une zone réduite facile d'accès situé sur le plateau (dans un faible aléa RGA d'après le BRGM et pourtant il y a de nombreuses habitations sinistrées RGA (étoiles noires). Nous avons cartographié précisément chaque bâtiment recherchant les fissures sur les façades visibles et enquêtant auprès des habitants. La cartographie Figure 22 (A) représente les bâtiments a priori affectés en noir en gris non affectés. La Figure 22 (B) représente les PS disponibles tant en mode ascendant (rouge) qu'en mode descendant (noir). On constate qu'il y a plus de pixels rouges (mode ascendant acquis de nuit) pour une cohérence supérieure à 0,4.

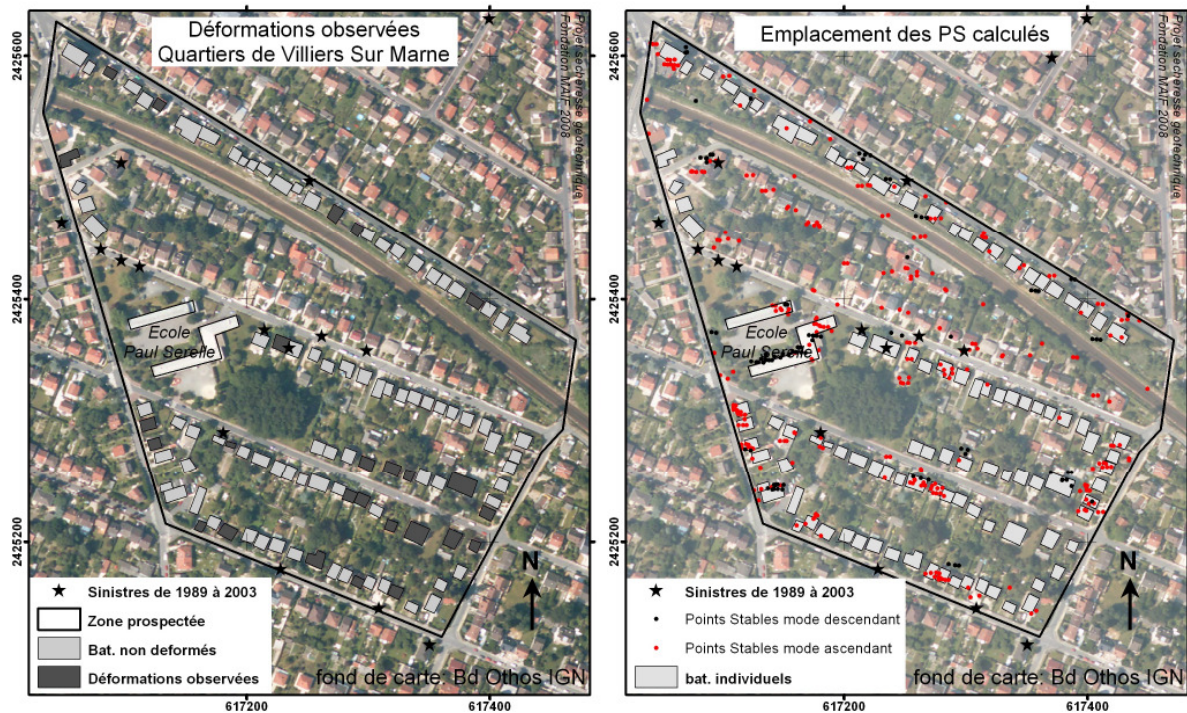


Figure 22 : (A) Bâtiments endommagés à Villiers/Marne (B) Carte de localisation des PS, ville de Villiers/Marne et Noisy le Grand.

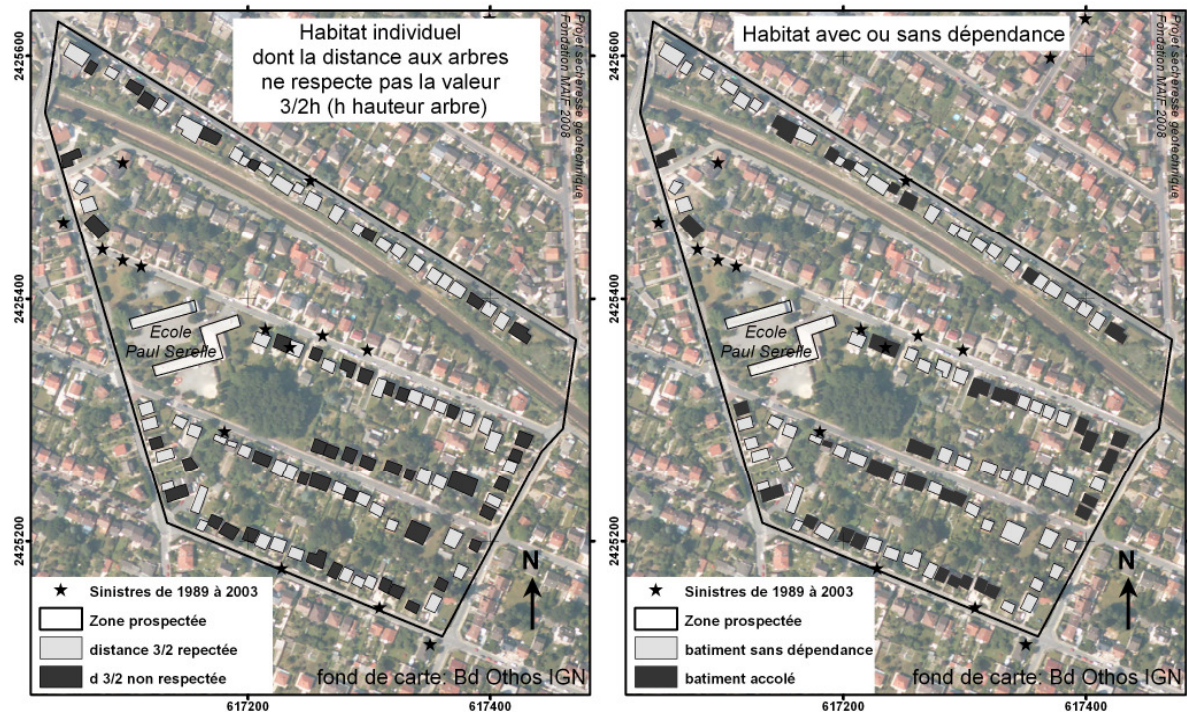


Figure 23 : (A) Habitats soumis à l'influence des arbres après enquête de terrain, (B) habitats avec dépendance ou sans voisinage.

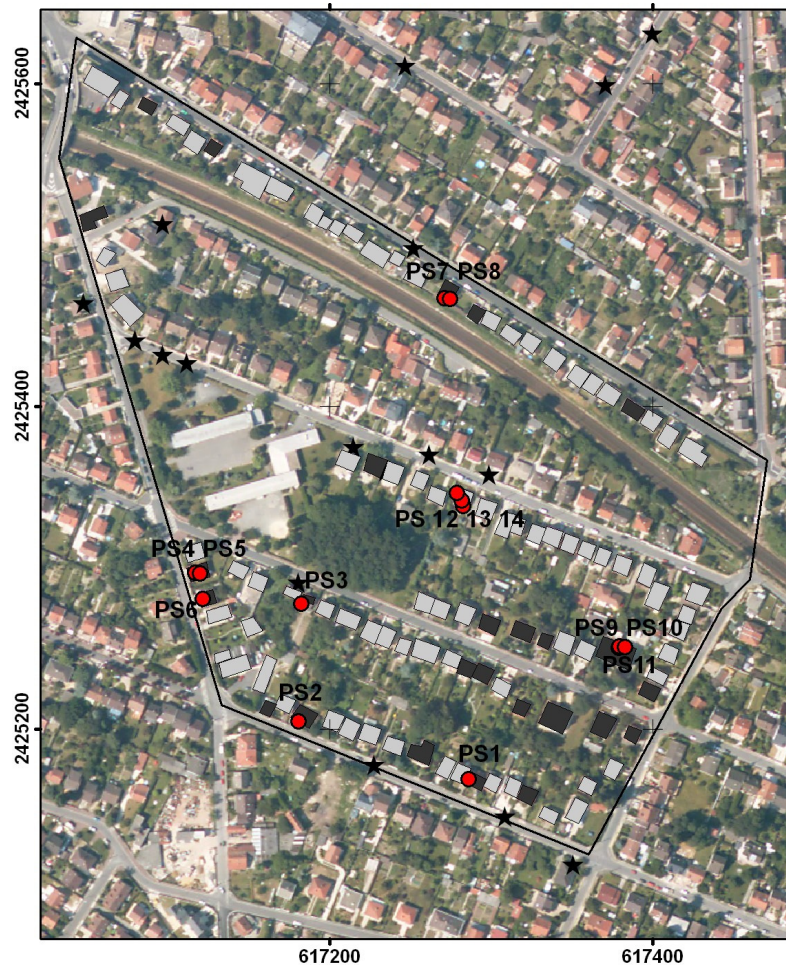
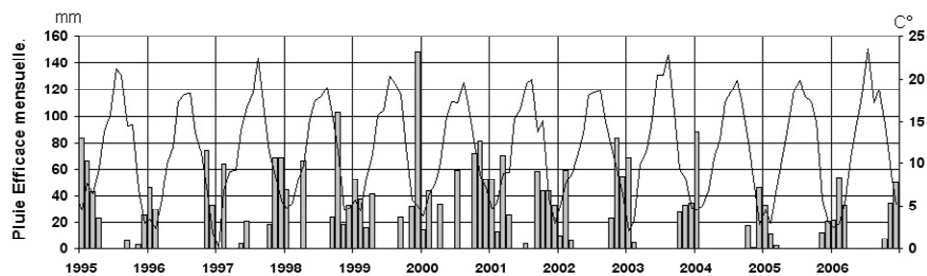
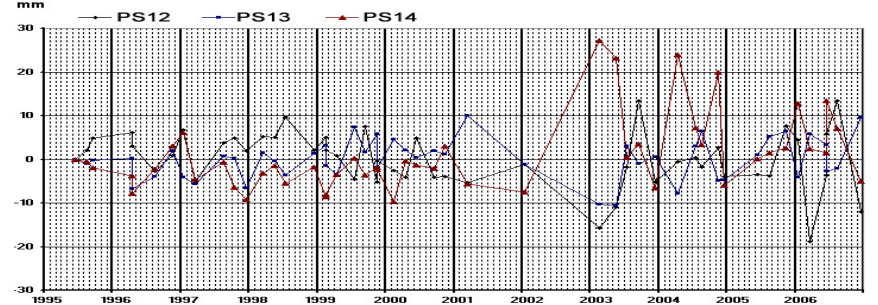
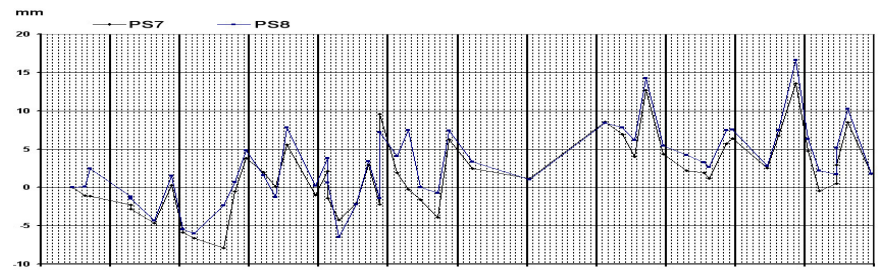
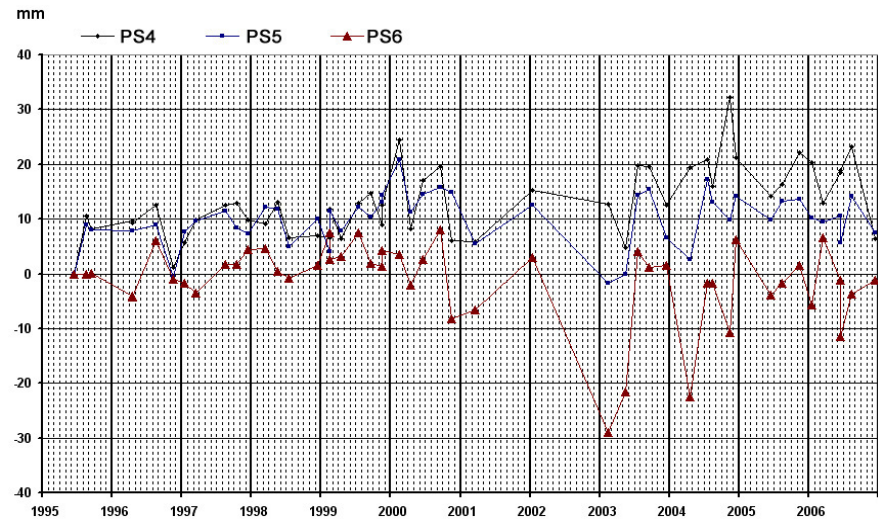
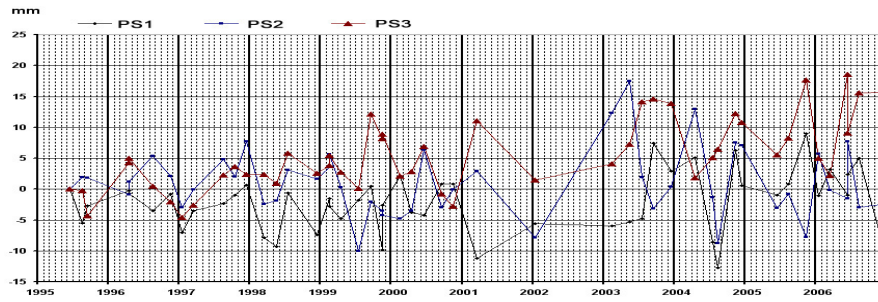


Figure 24 : Carte de localisation des PS (villes de Villiers-sur-Marne et Noisy-le-Grand). En noir les bâtiments légèrement fissurés, en rouge les PS les plus proches sélectionnés, les étoiles noires correspondent à la sinistralité officielle d'après les données BRGM, en gris les bâtiments dont il n'y a pas de déformation visible en façade.

Nous avons ensuite comparé la vérité terrain et les données interférométriques PS. Pour cela nous avons sélectionné sur la Figure 24 les points PS qui sont situés à proximité des bâtiments reconnus sur le terrain, affectés par des fissures et avons essayé de mieux comprendre les déplacements révélés par le calcul.

Donc, tous les profils des PS situés immédiatement à proximité des bâtiments reconnus déformés suite à l'enquête terrain ont été sélectionnés ici (Figure 25).

Reconnaissons qu'il n'est pas facile de comprendre la logique des faibles déplacements centimétriques. Toutefois il est surprenant de constater que les PS7 et PS8 présentent une certaine cyclicité saisonnière : en hiver le point mesuré s'éloigne du satellite (à traduire en terme de subsidence car le relief est subhorizontal, il n'y a donc pas de composante planimétrique ici), contrairement à la saison estivale où l'on a un rapprochement du point du satellite et donc surrection. Il s'agit là exactement du comportement que nous pourrions attendre de la surface topographique soumise au phénomène de RGA. Actuellement nous ne pouvons parler que de coïncidence mais il y aurait certainement fort à faire pour instrumenter et valider ce résultat. De plus, l'analyse des profils PS en mode descendant sur un bâtiment supposé stable pose des difficultés comme le souligne la Figure 25 avec des pics de 2 cm qui ne peuvent être expliqués par le RGA.



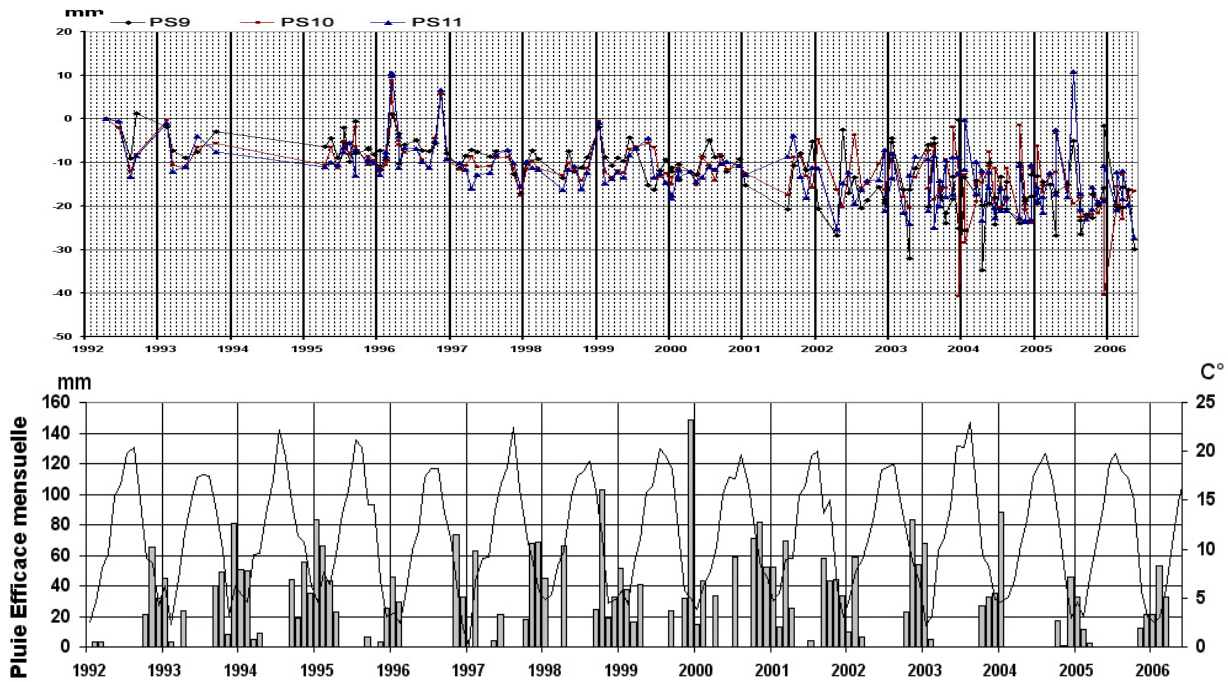


Figure 25 : Profils de PS descendant d'un bâtiment supposé non déformé après enquête de terrain, à Villiers-Sur-Marne.

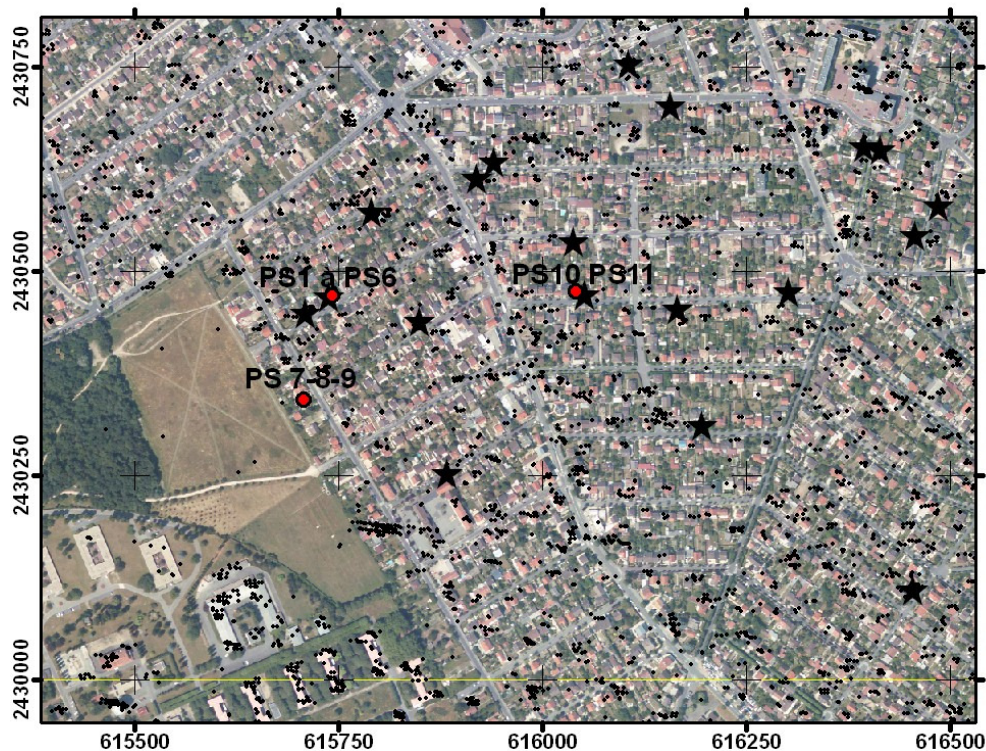


Figure 26 : Carte de localisation des PS à Gagny, fond de spatio-carte Bd Ortho de l'IGN. Les points noirs correspondent aux PS des orbites ascendantes et ascendantes confondues ; les étoiles noires correspondent à la sinistralité ; les PS en rouge sont ceux dont les profils sont montrés page suivante et qui correspondent au pavillons individuels affectés par des fissures situés au 59, rue Paul Vaillant Couturier (PS 1 à 6), 113 rue Massenet (PS 7 à 9), et enfin 56 rue du Printemps (PS 10 à 11).

PS appliqués sur la plaine alluviale de Gagny :

Pour la plaine alluviale et les anciennes terrasses étagées de la Marne, il existe de nombreux PS sélectionnés (Figure 26). Nous n'avons sélectionné sur les profils de la page suivante que ceux situés immédiatement à proximité des bâtiments dont nous avons constaté la fissuration lors de la campagne de terrain (30/05/2008, voir paragraphe 5.1, ce rapport).

L'analyse des profils PS de la zone de Gagny montrent d'un point de vue général des déplacements cohérents entre eux d'une amplitude maximale d'1 cm (précision + ou - 2mm) entre 1995 et 2001 acquis avec les deux satellites ERS1 et 2. Entre 2001 et 2003 le faible nombre d'images et donc de données ne permet pas d'analyser correctement cette période (problème du satellite ERS2). Enfin nous constatons une plus forte dispersion des données ENVISAT après 2003 (jusqu'à 2007).

Dans le détail les PS 1 à 6 et les PS 10 à 11 ne sont pas particulièrement informatifs. Par contre, les PS 7 à 9 révèlent bien entre 1995 et 2001 les résultats que nous serions susceptible d'attendre pour des déplacements RGA :

- Eloignements du satellite (subsidence) pendant les périodes estivales
- Rapprochement du satellite (surrection) pendant les périodes hivernales (ces dernières présentant un maximum en janvier).

Les très faibles déformations mesurées sont complexes à interpréter. Il faudrait maintenant développer de l'instrumentation spécifique sur les bâtiments observés et installer des coins réflecteurs fonctionnant en orbites ascendantes et descendantes pour valider réellement les déplacements et leurs origines.

Pour conclure sur les apports des PS, il faut bien comprendre que nous sommes actuellement dans une recherche amont. Nous avons acquis la chaîne PS, nous sommes en train de valider les traitements et de développer de nouveaux algorithmes non linéaires pour sélectionner au mieux les points PS susceptibles d'avoir des comportements compatibles avec les phénomènes géologiques. Il y a aussi à développer des techniques statistiques de sélection de points présentant des comportements cohérents.

La mesure et le suivi des faibles déformations est un gigantesque champ d'investigations nouvelles qui est très prometteur en tant que compréhension des phénomènes géologiques de faible ampleur mais il y a encore beaucoup à faire.

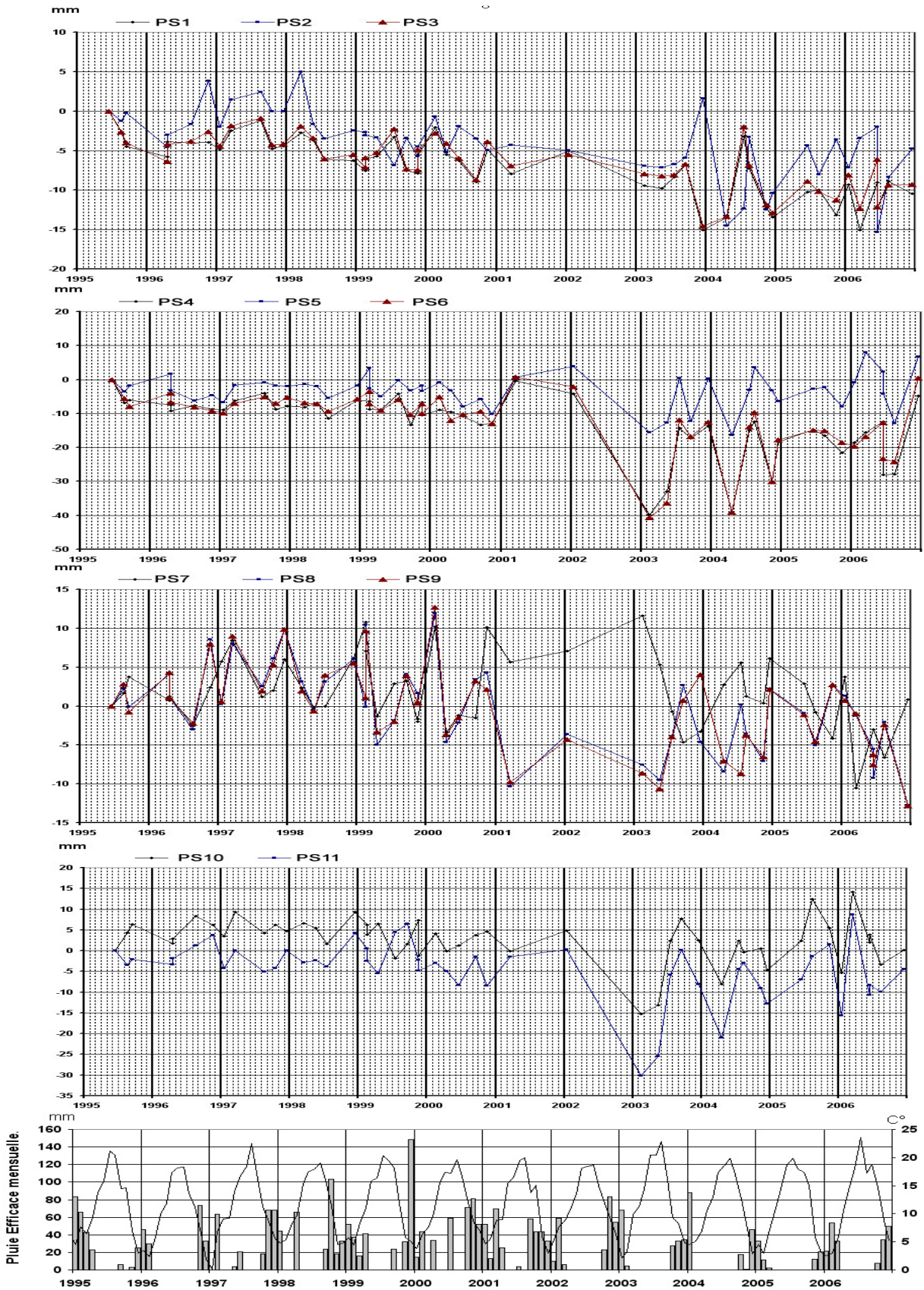


Figure 27 : Profils PS situés a proximité des pavillons individuels fissurés (observation terrain).

5.4 Conclusions sur les apports de l'interférométrie pour l'étude du Retrait-Gonflement d'Argiles

Cette application interférométrique au retrait gonflement d'argile (RGA) nous a permis de beaucoup évoluer dans notre façon d'étudier et d'aborder cette problématique. En effet, nous y avons notamment montré les principaux résultats suivants :

Utilisation de la méthode d'interférométrie différentielle (DInSAR)

La faible cohérence observée sur les interférogrammes, liée à l'occupation du sol, n'est pas propice à l'utilisation de l'interférométrie différentielle sur les zones de bâti pavillonnaire individuel (cf classification IAURIF et l'orthophotographie de l'IGN). En effet, la présence de bruit et le manque de continuité dans le signal ne permettent pas de suivre les faibles déformations dans le temps. Il s'avère que les zones qui sont le plus affectées par le retrait gonflement d'argiles, en l'occurrence les zones jardinées et arborées, caractérisées par une forte évaporation et évapotranspiration, sont mal révélées par cette méthode. Ainsi, le suivi (pluri)-annuel et donc sur du long terme n'est pas envisageable par DInSAR.

Toutefois, des évènements de type sécheresse ou forte précipitation sur une période de temps courte peuvent être étudiés ; certains bâtiments se déforment, et localement, certaines déformations sont soulignées par cette méthode. Nous avons ainsi révélé des déformations très probablement liées au RGA sur les versants de Nogent Sur Marne et dans la plaine alluviale de la Marne à Gagny (cf. article en annexe).

Remarquons que si la cohérence radar est élevée sur des étendues spatiales suffisamment importantes, comme c'est le cas sur un habitat urbain dense et peu végétalisé (exemple d'une ville), cette méthode fonctionne parfaitement sur le long terme. Il faut éviter de suivre dans le temps les environnements végétalisés de type agricoles ou forestiers ou mixtes.

Utilisation de la méthode d'interférométrie PSI

La seconde méthode que nous avons appliquée est établie à partir de l'évolution des Points Stables, remarquables par leur forte rétrodiffusion radar, et qui sont beaucoup plus intéressants et prometteurs en terme de suivi et d'étude des faibles déformations de surface. En effet, il est maintenant possible, sur cet environnement urbain et semi-urbain, de suivre des centaines de points et ainsi donc de localiser, de caractériser et de quantifier les déformations en ces points dans le temps et ce depuis le lancement du satellite radar ERS-1 en 1991.

Nous avons ainsi mis en évidence que les faibles déformations ne sont pas strictement limitées aux épisodes de sécheresse ou de précipitation mais correspondent bien à un phénomène continu dans le temps : les faibles déplacements sont permanents et fonction des paramètres cités dans cette étude.

Cependant la technique que nous avons utilisée n'est pas réellement opérationnelle immédiatement : des recherches doivent encore être développées pour des applications industrielles et opérationnelles pour le milieu industriel et assuranciel.

Les principales limites sur lesquelles nous travaillons actuellement sont les suivantes :

Tout d'abord des limites liées aux données disponibles :

- 1- Nous disposons d'un faible choix avec des dates et des heures imposées (images à 35 jours, images ascendantes acquises à 22 heures, et images descendantes acquises à 10 heures du matin), avec un plus faible nombre d'images ascendantes que descendantes. Les images de nuit sont néanmoins plus intéressantes car limitent les effets thermiques de chaleur sur les structures des bâtiments et les déplacements associés. Les événements sécheresse et précipitation sont souvent des événements courts dans le temps et ne sont pas forcément bien encadrés par des acquisitions d'archives.
- 2- Des limites aussi dans les archives d'images : l'année 1994 n'est pas couverte, et la période 2000-2002 est problématique pour les images acquises par ERS-2 (problème de Doppler lié à une panne de gyroscopes) ;
- 3- La faible résolution décimétrique des images radar ERS et ENVISAT

TerraSAR-X, le nouveau satellite radar allemand qui a été lancé en 2007 et qui est pleinement opérationnel viendra y remédier fortement avec sa période de 11 jours (au lieu de 35 jours) et une très grande amélioration de sa résolution (3 m au sol au lieu de 20 m pour ERS et ENVISAT). Mais ce gain se fait avec des coûts images bien supérieurs (3000 euro/image) à la place de quelques centaines pour les satellites de l'Agence Spatiale Européenne...

Des limites liées au relief et à l'environnement urbain :

- 1- Si le terrain est penté, la déformation se fera en 3 dimensions, or nous ne mesurons la déformation que le long de la ligne de visée du satellite, c'est-à-dire en une dimension. Pour s'affranchir partiellement de cette limitation nous développons une méthode permettant de croiser les orbites ascendantes et descendantes différentes (angle de l'ordre de 20° dans les azimuts de défilement du satellite) mais qui sous-tend d'autres limites. En effet ce ne sont généralement pas les mêmes points stables qui seront observés en orbite ascendante et descendante. La mise en place de coins réflecteurs à géométrie connue et visibles sur les deux orbites est la solution la plus simple retenue par les industriels actuellement. Le problème est qu'il n'y a pas d'images d'archives : il faut attendre d'avoir une acquisition d'une vingtaine d'images pour mener une étude par PSI.
- 2- Les problèmes de décorrélation temporelle et spatiale liée à l'évolution de la végétation, de l'augmentation de l'occupation du sol et de la pression urbaine, de la modification des plans locaux d'urbanisme, etc.

Enfin des limites liées à la technique de suivi des PS :

- 3- En effet actuellement tous les algorithmes de traitement des PS font l'hypothèse d'un mouvement linéaire dans les temps des points à étudier. Face à des comportements non linéaires, on assistera donc soit à une perte totale d'information, soit à un « lissage » du déplacement, en ne conservant que la composante de premier ordre. Or il existe peu de phénomènes géologiques linéaires : le Retrait Gonflement d'Argile par définition n'est pas un processus linéaire puisqu'il dépend de l'humidité de l'air, de l'ensoleillement de la

température extérieure, de la végétation, du type et de la qualité des constructions, etc. Nous arrivons à nous affranchir partiellement de ce problème en sélectionnant les points soumis aux plus forts écarts à cette linéarité. Cependant les points (et donc les zones) bougeant le plus sont mal renseignés. Nous travaillons activement sur des algorithmes permettant de s'affranchir ou de limiter cette contrainte.

Il n'en reste pas moins que la méthode interférométrique DinSAR et PSI reste actuellement et de loin la méthode la plus intéressante pour étudier les faibles déformations de surface et donc le RGA et avec le plus de potentialités. En effet toutes les méthodes classiques (comparaisons de nivellement, de MNT, etc.) sont beaucoup plus onéreuses, moins couvrantes spatialement, moins précises pour l'étendue des surfaces étudiées, sans archives, etc...

L'importance des Systèmes d'Informations Géographiques et la compréhension des mouvements et des déformations sur le terrain sont absolument à souligner dans cette conclusion.

Intégration des données sous SIG pour l'analyse et l'interprétation des phénomènes à l'origine des déplacements : Il est particulièrement important d'intégrer et de combiner les différentes données pertinentes (orthophotographies, occupation du sol, géologie, formation superficielles, sinistralités, relief, pente, proximité du réseau hydrographique, nappes phréatiques, réseaux urbains et limites administratives, localisation des déplacements observés et calculés...) pour faciliter l'analyse et l'interprétation des déplacements. C'est seulement ainsi que nous pourrons comprendre les phénomènes géologiques complexes qui en sont à l'origine.

Importance des mesures sur le terrain et de l'intérêt de définir une typologie des déformations urbaines : L'expérience acquise par l'équipe en néotectonique et tectonique active en Asie du Sud-est pour l'étude des failles actives à travers le dense tissu urbain nous a permis de définir une typologie des déformations des bâtiments en fonction de leur qualité de construction, de la vitesse de la déformation et nous permet ainsi de valider les approches plus quantitatives effectuées en interférométrie.

Ce n'est que par la conjonction et la complémentarité des approches mécaniques, expérimentales, de terrain, et de quantification des déformations que nous arriverons mieux à contraindre les zones à faible, moyen et fort aléas retrait gonflement d'argiles.

Annexe I : Détail des formations lithostratigraphiques de l'Est Parisien

La série des affleurements stratigraphiques de la zone d'intérêt donnée ci-dessous de manière synthétique (par ordre d'âge à partir du plus anciens) est issue du rapport départemental du Val-de-Marne par le BRGM (Donsimoni et al., 2003).

•**e_{7a}** : **Calcaire de Champigny et Marnes à Pholadomyes indifférenciées (Eocène supérieur, Priabonien, Ludien inf. à Ludien moy.), Marnes ludiennes (faciès de transition) et Masses&Marnes du gypse (Éocène supérieur, Priabonien, Ludien moyen).**

Cet horizon est essentiellement composé de marnes avec de nombreuses variations de faciès dans lequel on distingue :

- Les Marnes à *Pholadomya ludensis*. (Éocène supérieur, Priabonien, Ludien inférieur). Si l'épaisseur de cette formation est faible (de 1 à 2 mètres), les Marnes à *Pholadomya ludensis* sont associées au Calcaire de Champigny. Elles représentent le dernier épisode marin avant l'installation du régime lagunaire et lacustre qui va conduire au dépôt du gypse et du Calcaire de Champigny. Ce sont des marnes blanchâtres ou jaunâtres, entrecoupées de feuillets argileux.

- Le Calcaire de Champigny. Entre la Marne et la zone anticlinale de Saint-Maur, au sud de la Marne, le calcaire de Champigny se présente sous un faciès marneux et quelques intercalations calcaires. Son épaisseur est de 20 mètres aux environs du Val-de-Marne.

- Les Marnes ludiennes (Éocène supérieur, Priabonien, Ludien moyen) est un faciès de transition entre la formation des Masses et Marnes du gypse et la formation du Calcaire de Champigny (équivalent latéral). Cette transition s'effectue par l'intermédiaire de faciès marneux.

- Les Masses et Marnes du gypse (Éocène supérieur, Priabonien, Ludien moyen). Le Ludien correspond à l'installation d'un régime lagunaire qui se traduit, au Nord de la Marne, par un dépôt de masses de gypse saccharoïde et des bancs de marne à intercalations gypseuses exploitée de manière intensive.

•**e_{7b}** : **Marnes supragypseuses (Éocène supérieur, Priabonien, Ludien supérieur), les Marnes bleues d'Argenteuil et les Marnes blanches de Pantin.**

Bien représentée dans la zone des collines, cette formation comprend deux termes, (1) les Marnes bleues d'Argenteuil à la base, et (2) les Marnes blanches de Pantin au sommet. Elles marquent la fin de la sédimentation éocène.

- Marnes bleues d'Argenteuil. Elles reposent directement sur les Masses et Marnes du gypse ou, au sud de la Marne, sur le Calcaire de Champigny, leur équivalent latéral. Ce sont des marnes beaucoup plus argileuses que les Marnes blanches de Pantin. Ce sont des dépôts lagunaires peu fossilifères à illite et montmorillonite. L'épaisseur varie de 8 à 11 mètres.

- Marnes blanches de Pantin. Il s'agit d'une formation marno-calcaire, épaisse de 5 à 7 m, gris verdâtre à la base, blanchâtre au sommet, plus ou moins indurée. Sous l'effet de la dessiccation, elle se débite en blocs prismatiques.

• **g_{1a} : L'argile verte de Romainville et les glaises à Cyrènes (Oligocène, Rupélien, Sannoisien inférieur).**

Ces deux horizons du Sannoisien sont couramment regroupés sous l'appellation « Argile verte », avec une épaisseur totale qui varie de 5 à 9 m.

- Glaises à Cyrènes. Cet horizon de base est constitué d'argiles feuilletées vertes et brunâtres à intercalations de sable très fin. Elles doivent leur nom à l'abondance de coquilles de *Cyrena convexa* (lamellibranche d'eaux douces ou saumâtres). Épaisses de 1 à 2 m.
- Argile de Romainville. C'est l'argile verte proprement dite, à illite et kaolinite ; elle doit sa couleur à des sels de strontium. Très plastiques, elles ont tendance à fluer gravitairement vers le bas des coteaux où elles peuvent s'étendre sur plus de 10 m. L'existence de nappes suspendues ajoute à l'instabilité des formations argileuses (argile verte) et peut entraîner leurs déformations.

• **g_{1b} : Calcaire de Brie (Oligocène, Rupélien, Sannoisien)**

La surface structurale des plateaux situés à l'ouest et à l'est du département, correspond au Calcaire de Brie et/ou à son faciès d'altération, l'argile à meulière, développée sur les plateaux de la bordure orientale.

• **LP : Limons des plateaux.**

Cette formation recouvre de vastes étendues à la surface des plateaux. C'est une série de dépôts remaniés et hétérogènes d'origines différentes : elle est constituée de dépôts argilo-sableux fins et compacts. Le loess, formation éolienne, en fait partie. Leur épaisseur, de l'ordre de 1 à 2 mètres et atteignent localement 5 mètres. Ils peuvent passer progressivement – latéralement ou verticalement – à l'Argile à meulière qui présente un aspect comparable.

• **F_y, F_z : Alluvions anciennes et alluvions plus récentes**

- F_y : Alluvions anciennes. Ces alluvions de basse terrasse dominent les environs de la Seine de quelques mètres et ont une composition assez semblable à celle de la moyenne terrasse.
- F_z : Alluvions modernes. Ce sont des dépôts sableux à limoneux à graviers fins, pouvant renfermer des niveaux tourbeux.

« Les techniques de télédétection pour l'étude du retrait gonflement d'argile »

L'étude du RGA est possible par les moyens de télédétection optique et radar. La télédétection est l'ensemble des techniques de mesure à distance des ondes électromagnétiques réémises par la surface de la Terre. On distingue les mesures dites « passives » (télédétection optique) où le capteur analyse les ondes électromagnétiques émises par le soleil et réfléchies par la Terre des mesures dites « active » où le capteur émet lui-même les ondes puis les analyses en retour.

1. La télédétection optique

L'imagerie optique hyperspectrale permet la caractérisation de la surface du sol affectée par le retrait gonflement d'argiles (RGA), **Van der Meer (1999)**, **Kariuki et al. (2004)**. En effet, en échantillonnant le spectre des ondes électromagnétiques en des multiples de longueurs d'onde, il est possible de discriminer des espèces minérales du sol affleurant. Ces informations de subsurface sont ensuite analysées statistiquement par des processus de classification, qui nécessitent un contrôle terrain rigoureux pour calibrer correctement les traitements numériques. Nous présentons ici quelques exemples d'application menée dans d'autres pays, qui ont conduit à des résultats significatifs pour la problématique du RGA.

Dans le domaine de la télédétection optique, les capteurs hyperspectraux fournissent des résultats intéressants pour caractériser les propriétés des sols argileux. Les travaux de **Selige et al. (2006)**, ont permis de préciser les propriétés granulométriques d'un sol (taux d'argiles, fraction de sable) ainsi que sa fraction organique à partir d'images aériennes hyperspectrales (Spectromètre Hypmap). Des calibrations des différents paramètres du sol et des procédures de modélisation par régression (moindres carrés et régression linéaire multivariées) sont nécessaires. En guise d'application, les propriétés texturales d'un sol de Wulfen (Allemagne) ont été cartographiées, afin de préciser les pratiques agricoles. On notera que les auteurs de ces travaux se sont affranchis de l'humidité du sol en sélectionnant un sol nu agricole approprié et sur une saison sèche.

Une étude sur le corridor du Colorado (USA) par **Chabillat et al. (2002)**, avec des images multispectrales AVIRIS (spectromètre VS/IR) et hyperspectral (Hypmap) a permis de caractériser la minéralogie des sols affleurants (smectite/illite/kaolinite) responsables du RGA. Cependant cette technique reste adaptée à des régions très faiblement urbanisées et faiblement couvertes par la végétation.

Une étude menée par **Kariuki et Van der Meer (2003)**, avec un capteur hyperspectral DAIS-7915 (Digital Airbone Imaging Spectrometer) dans l'Antequera (sud de l'Espagne) a permis de dresser qualitativement une cartographie des sols sensibles au RGA. Les travaux menés en laboratoire associés aux données de surface obtenues par cette mission (l'humidité, la densité d'éléments organiques et les fractions argileuses), ont permis d'établir trois classes de susceptibilité au RGA. Ce travail est majeur dans la thématique du RGA, de par la surface couverte et de par la pertinence des résultats, qui s'appuient sur une mesure physique quantitative. Cependant, les zones à forte végétation constituent un masque aux mesures et elles doivent être filtrées pour un indice de végétation (NDVI) supérieur à 0.5. Les travaux de **Ben-Dor et al. (2002)**, avec le même capteur hyperspectral DAIS-7915 ont établi des résultats similaires, à savoir des paramètres essentiels du sol,

comme l'humidité, la salinité et la composante organique dans un milieu aride, à faible couverture végétale (Israël).

Les différents instruments de mesure mis en œuvre dans ces études, les méthodes numériques d'analyses et les différentes régions rendent difficile la comparaison des résultats des études par imagerie optique hyperspectrale. Les dispositifs sont encore à l'expérimentation dans ces pays (USA, Espagne, Israël). On note également que les zones étudiées sont soit extrêmement sèches (voire désertiques), soit caractérisées par un faible couvert végétal et par une faible densité urbaine. Bien que les surfaces couvertes soient importantes et donc d'un coût intéressant par rapport aux méthodes classiques de terrain, la technique optique par capteurs hyperspectraux ne présente pas un fort intérêt pour l'Est Parisien : la région d'Île-de-France est une région fortement urbanisée ou couverte par la végétation (jardins publics ou privés, forêts et terrains agricoles). Les moyens optiques de télédétection en tant qu'outils de localisation du phénomène RGA, ne seront donc pas retenus dans le présent travail. En effet, ils sont plus appropriés à la caractérisation de surface, qui fait encore l'objet d'expérimentation.

Toutefois, l'imagerie optique sous forme de photographies aériennes est retenue dans le projet : son usage est limité à l'analyse visuelle sous SIG (imagerie aérienne notamment), afin de renseigner l'occupation du sol et afin de situer les informations acquises indépendamment.

2. La télédétection radar

2.1 Définition de l'interférométrie

La technique interférométrique radar consiste à exploiter l'information de phase entre deux images SAR complexes (Synthetic Aperture Radar, radar à ouverture de synthèse en Français) enregistrées par un ou des capteurs, en faisant varier un paramètre d'acquisition (la date, la position et l'orientation du radar, la fréquence, la polarité de l'onde émise/reçue) en fonction de l'application souhaitée **Bamler et Hartl (1998)**.

Cette définition assez large permet d'inclure l'ensemble des méthodes et domaines d'application de l'interférométrie : l'étude de la topographie et des déplacements de surface, la caractérisation du sol et les applications océanographiques, **Pathier (2003)**.

Il existe deux techniques en interférométrie qui permettent d'avoir accès aux déplacements de surface: l'interférométrie différentielle, fréquemment abrégée par DINSAR ou INSAR (1), et l'interférométrie radar sur Points Stables (PSI ou Permanent Scatterers Interferometry en anglais) (2). Ces techniques permettent entre autre une mesure de la variation topographique avec une précision théorique de l'ordre du demi-centimètre.

2.2 L'interférométrie radar différentielle

Principe de la méthode.

Une image satellite radar permet de calculer précisément la distance entre le satellite et tout point du sol situé sur la fauchée. Le principe de l'interférométrie radar est de comparer les différentes distances satellite-sol acquises par plusieurs passages du satellite radar sur la zone d'étude. Il est ainsi possible de connaître précisément l'évolution des faibles déformations de la surface topographique en fonction de l'archivage des données satellites acquises (depuis 1992 à nos jours).

Ainsi, les interférogrammes DINSAR sont calculés à partir de la différence de la phase $\Delta\phi$ d'un couple d'images SAR. Une configuration géométrique d'acquisition la plus proche possible est nécessaire pour optimiser la comparaison des phases des images radar. Dans un cas idéal, une frange interférométrique ainsi obtenue représente un déplacement dont l'importance vaut une demi-longueur d'onde du capteur SAR (soit 2,8cm pour ERS). Par déroulement des franges, on peut ainsi estimer le déplacement de la surface du sol dans le sens de visée du capteur.

Cependant, d'autres facteurs interviennent dans le comptage des franges du fait que le capteur est embarqué à bord d'un satellite. Il faut alors prendre en compte les variations dans les images causées par ce changement de position et d'orientation du satellite, en particulier les effets induits par la topographie. A ceci, viennent s'ajouter les changements du milieu entre les deux acquisitions, comme l'état de l'atmosphère qui se superpose aux variations topographiques. Leurs interprétations doivent donc prendre en compte ces artefacts atmosphériques et la perte de cohérence liée à la modification de l'état des réflecteurs entre les deux dates d'acquisition :

$$\Delta\phi = \Delta\phi_d + \Delta\phi_a + \Delta\phi_t + \Delta\phi_{dc} + \Delta\phi_r$$

$\Delta\phi$: différence de phase

$\Delta\phi_d$: différence de phase provenant de la variation altimétrique suivant la ligne de visée du capteur suite au déplacement ou la déformation.

$\Delta\phi_a$: différence de phase due au changement des conditions atmosphériques

$\Delta\phi_t$: différence de phase issue de la topographie.

$\Delta\phi_{dc}$: différence de phase par décorrélation géométrique et temporelle

$\Delta\phi_r$: différence de phase résiduelle (bruit) suite aux traitements (recalage, enregistrement SAR).

Le travail en interférométrie radar consiste principalement à soustraire les différentes contributions des interférogrammes pour isoler la seule composante $\Delta\phi_d$, afin de mesurer la variation altimétrique, **Fruneau et Sarti (2000)**, **Fruneau (2005)**. De plus, la mesure interférométrique ne concerne qu'une composante du vecteur déplacement, selon la ligne de visée du satellite (Line Of Sight LOS), **Massonnet et Feigl (1998)**, **Hanssen (2001)**.

2.3 Les applications de l'interférométrie.

Massonnet et Feigl (1998) détaillent de manière exhaustive les applications de l'interférométrie radar différentielle. Une bibliographie complète est également fournie par **Hanssen (2001)**. Nous récapitulons brièvement ici les quatre champs d'application en indiquant les références majeures, en précisant toutefois que seule l'application sur les déformations topographiques concerne l'étude du RGA.

Les applications pour la mesure topographique et géodésique

En faisant varier les paramètres d'orientation et de position du satellite et en faisant l'hypothèse qu'il n'y a pas de déformations de surface entre deux acquisitions, on déduit des images radar l'information topographique sous forme d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT), **Zebker et Goldstein (1986)**. Du fait de la couverture mondiale et de la répétitivité du satellite, un MNT peut être obtenu à l'échelle du monde. Cependant, la perte de corrélation et les effets parasites atmosphériques (troposphère) entre les deux acquisitions dégradent l'extraction du MNT. Un exemple d'application dans ce domaine est la mission Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) réalisée en 2002, qui met en œuvre une interférométrie

simultanée « single pass » (un passage) avec deux antennes, permettant ainsi de s'affranchir de nombreuses contraintes, afin d'obtenir un MNT continu sur 80% des surface émergées, **Bamler et al. (1996)**. Enfin, les futurs capteurs SAR à plus haute définition (RadarSat), permettent d'envisager de la modélisation urbaine 3D, **Gamba et al. (2000)**.

Les applications pour la mesure des déformations de surface

La mesure des déformations par interférométrie radar est déduite de la différence de phase entre images radar dont la géométrie d'acquisition est proche. La répétitivité du satellite permet un suivi du déplacement dans le sens de visée du capteur avec une précision meilleure que le centimètre. Cette technique a déjà permis de couvrir un grand nombre de type de déformations : les mouvements liés aux séismes, avec une mesure pré-sismique, co-sismique et post-sismique, **Massonnet et al. (1993)**, **Zebker et al. (1994)**, **Pathier et al. (2005)**, **Peltzer et Rosen (1995)**, **Massonnet et Feigl (1995)**. D'autres phénomènes naturels sont analysables tels que le déplacement des glaciers et leur dynamique, **Goldstein et al. (1993)** ou l'évolution d'une structure volcanique active, **Massonnet et al. (1995)**, **Amelung et al. (1999)**. Les glissements de terrain sont détectables et voire suivis dans le cas de mouvements lents, réguliers et affectant une grande surface (**Fruneau et al. 1995**, **Manunta et al, 2006**). Cette technique permet également de détecter la subsidence liée à des activités humaines, comme les affaissements miniers, **Sandwell et al. (2000)**, le tassement de formations poreuses par l'exploitation de fluides, comme l'eau, le gaz et les huiles, **Fielding et al. (1998)**, **Rabus et al. (2004)**. De même, l'effet d'une surexploitation d'aquifère par pompage est quantifiable en surface, surtout quand celle-ci se superpose à des périodes de sécheresse, **Tomas et al. (2005)**. Une modification de la surface topographique peut intervenir lors de pompage d'eau dans le cadre d'un chantier important, **Fruneau et al. (2005)**. Le phénomène naturel de recharge et décharge d'une nappe de manière élastique est également mesurable par interférométrie, **Amelung et al. (1999)**, mais dans des conditions idéales liées au terrain. A une échelle plus locale, des déformations du sol par glissement de terrain, **Fruneau (1995)**, **Colesanti et al. (2001)** et **Colesanti et al. (2003)**. De même, les désordres urbains liés à l'instabilité du sous-sol sont potentiellement analysables, **Mora (2004)**.

La cartographie thématique

Un changement de l'état de la surface du sol se traduit par un changement des propriétés de rétrodiffusion du sol. L'étude de la cohérence permet d'étudier et de cartographier des objets naturels tels que des coulées de laves, les zones inondées, l'évolution du permafrost, les coulées de boues, les zones brûlées ou incendiées ou les changements de surface dus à la présence de végétation (**Hanssen, 2001**).

Cependant, l'utilisation de la phase pour la cartographie thématique est peu utilisée. C'est en effet la réflectivité (image en amplitude), qui est privilégiée dans la cartographie thématique, en jouant sur les nombreuses propriétés du radar (ENVISAT) comme la polarisation, l'angle d'incidence ou la longueur d'onde.

L'étude de l'atmosphère

Cette dernière application reste anecdotique. Bien que les effets atmosphériques soient plutôt considérés comme une nuisance en interférométrie radar (**Janssen, 2004**), il est possible d'étudier de manière expérimentale les propriétés atmosphériques, principalement celles de la troposphère, par l'interférométrie IRM (interferometry Radar Meteorology), **Hanssen (2001)**.

3. Les travaux de référence utiles à la problématique du RGA.

3.1 Les travaux en interférométrie DINSAR

Pour étudier le phénomène RGA par l'interférométrie radar, l'analyse de la déformation de la surface (variation altimétrique) du sol est nécessaire. Nous nous intéressons donc à l'étude bibliographique de cette application, où seule la date d'acquisition est le paramètre d'acquisition des images radar qui doit nécessairement varier.

L'objet de cette bibliographie est de relever dans chaque étude de cas les informations utiles à la problématique RGA : le type de déformation, l'ampleur spatiale des mouvements, les limitations et difficultés de la méthode mise en œuvre. Ainsi, ont été sélectionnées les références qui traitent des déformations les plus similaires que possible avec le RGA.

Dans un article non publié officiellement, mais diffusé par les auteurs sur internet, le phénomène du RGA a été analysé par interférométrie différentielle sur la ville de Londres (**Boyles et al.**). La sélection des couples d'images radar à faible ligne de base (distance entre satellites) a été faite en prenant en compte un indice journalier de déficit hydrique du sol. Lors de l'analyse des interférogrammes, une grande difficulté mise en avant par les auteurs est la distinction entre les artefacts atmosphériques et les mouvements attribués au RGA. Aucune validation n'a pu être proposée. Les déformations attribuées au RGA sont de deux centimètres. C'est le seul article qui traite de la mesure des mouvements de la surface topographique liés au RGA par la technique d'interférométrie différentielle.

Dans un résumé d'une publication soumise dans le magazine *Geophysical research*, l'interférométrie différentielle radar est mis en œuvre pour détecter et quantifier les glissements de terrain dans la région de l'Umbria, en Italie (**Manunta et al. 2006**). Les glissements de terrain présentent un intérêt pour l'étude du RGA dans la mesure où l'aléa sécheresse peut entraîner, dans de nombreux cas, une déstabilisation des pentes. La déformation mesurée est au mieux d'une extension spatiale de l'ordre de 100m² avec une cellule d'étude de 20 mètres. Les auteurs utilisent les orbites montantes et descendantes des satellites ERS1/2 pour restituer la géométrie du mouvement avec une méthode d'analyse multi échelle, la technique « SBAS » (Small BAseline Subset).

Cependant, la technique différentielle présente des limites pour mesurer des mouvements de terrain avec les capteurs SAR ERS 1/2, en particulier lorsque le phénomène est d'une faible extension. Le changement de surface modifie la cohérence si le mouvement est brutal : on mesure ainsi non plus des franges, mais un bruit. La perte de cohérence est potentiellement utilisable comme un moyen de détection et de délimitation du glissement de terrain.

Les travaux de **Fruneau B. et al. (2005)** ont démontré l'existence d'une subsidence liée au pompage dans le cadre d'un important chantier de la gare St Lazare à Paris (France), ainsi que le soulèvement lié à la remontée de la nappe après les travaux. Ce phénomène intéresse l'étude du RGA, car on peut s'attendre à des affaiblissements de nappes similaires sur la région d'Île-de-France. L'ordre de grandeur du déplacement vertical en jeu est de 1,7cm (± 0.4 cm). Le mouvement détecté s'étend sur un rayon de 1,3 km (soit une surface de 3 à 4 km²). Un suivi piezométrique a permis la validation et de mettre en évidence les formations et aquifères concernés. Cette étude s'appuie sur les images satellites ERS 1/2 de 1993 à 1999. Les auteurs soulignent l'importance des variations des conditions atmosphériques qui introduisent de larges variations de phase dans les interférogrammes.

Pour s'affranchir de cette limitation, la corrélation des interférogrammes à partir d'un nombre élevé d'images est nécessaire. De même, il est recommandé d'utiliser des couples indépendants et de choisir les interférogrammes les plus fiables lors de l'analyse.

Enfin, une étude de la subsidence de la ville de Calcutta (Inde) par **Chatterjee et al. (2006)**, a été réalisée avec des images ERS 1/2 sur une période de 1992 à 1998. Pour remédier à la perte de cohérence, les auteurs ont recours à des filtres (**Goldstein et Werner 1998**), pour atténuer le bruit résultant. Afin d'éliminer les effets atmosphériques et souligner les variations réelles de la topographie, la combinaison des interférogrammes indépendants radar ERS a permis d'isoler les franges associées à la subsidence. Les interférogrammes sont sommés dans le domaine complexes et filtré de nouveau. Un mouvement moyen annuel de 5 à 6.5 mm a été déduit sur une zone de 2 km² qui serait lié à l'exploitation d'un aquifère profond provoquant un tassement inélastique de l'aquifère.

Le premier constat de la recherche bibliographique est qu'il y a très peu d'articles qui utilisent l'interférométrie pour étudier le phénomène du retrait gonflement d'argile de manière approfondie. En effet, si le phénomène de RGA est évoqué dans quelques articles, il est uniquement proposé comme agent de la déformation sans validation. Seul un article provisoire (non publié officiellement) de **Boyles et al. 2001**, traite directement la problématique du RGA. Deux raisons peuvent expliquer ce fait : il s'agit d'un phénomène récent, qui n'a pas encore suscité de nombreux projets de recherche dans ce domaine et d'autre part, le manque de résultats probants et validés sur l'étude des mouvements liés au phénomène RGA par la méthode DINSAR.

Les autres exemples de déformations (glissements de terrain, subsidence induite par un pompage) ont des surfaces d'un ordre de grandeur supérieur au RGA. Le potentiel de la technique DINSAR pour détecter et mesurer les déformations à la surface de la terre est néanmoins intéressant : la précision est de quelques millimètres seulement, alors que le RGA est de au moins 5 millimètres, (**Chertkov et Ravina, 1999**). Cependant, les types de mouvements ainsi suivis par cette technique sont en règle général des subsidences régulières dans le temps, homogènes dans l'espace et suffisamment étendues spatialement pour être discriminées des artefacts atmosphériques.

Les études, dans l'ensemble des articles analysés, utilisent en interférométrie DINSAR un nombre limité d'interferogrammes. Il existe en effet de nombreuses limitations lors de la sélection des couples. Pour être exploitable, un interferogramme doit être issu d'un couple d'images radar à forte cohérence. Or, il existe une perte de cohérence géométrique ou temporelle : (a) une perte de cohérence géométrique, car la position des satellites n'est pas rigoureusement la même entre deux acquisitions. On peut minimiser cette perte en choisissant une distance entre satellite (ligne de base) la plus faible possible (<1km). (b) La perte de cohérence temporelle est liée au fait que les réflecteurs au sein de la scène évoluent dans le temps. Pour minimiser cette perte, il faut sélectionner des couples d'images proches dans le temps. Enfin, la perte de cohérence est inégale selon la nature des réflecteurs : on remarque que la cohérence reste forte dans le temps dans un milieu urbanisé qui présente de nombreux réflecteurs.

Ces nombreux critères de sélection vont donc réduire le nombre de couples d'images radar potentiellement utilisables en interférométrie. De plus, des nombreux interferogrammes seront inexploitables du fait de la présence d'artefacts atmosphériques. Sur une centaine d'images radar, une dizaine d'interférogrammes seront finalement exploités, sans que les dates puissent correspondre exactement aux souhaits de l'opérateur.

Bien que l'interférométrie différentielle soit une technique de télédétection d'une forte sensibilité (millimétrique) aux mouvements de surface, le phénomène RGA est difficilement abordable par cette technique. Ceci pour deux raisons :

1/ Les zones sensibles au RGA dans l'Est du bassin de Paris appartiennent à de l'urbain « secondaire » ou individuel (voir MOS IAURIF, annexe 4), comme l'illustre les quartiers pavillonnaires associés à des jardins privés. C'est là, où le risque RGA est le plus important, mais c'est aussi paradoxalement là, où la cohérence est la plus faible. Et inversement, la technique différentielle est opérationnelle sur les surfaces urbaines denses, zones fortement imperméabilisées et donc avec de faibles mouvements de RGA.

2/ Les mouvements enregistrés sont ceux des objets de sursol (bâti essentiellement), qui réagissent de manière hétérogène au RGA. Le mouvement ainsi enregistré n'est pas directement celui du sol affecté par le RGA, mais la réponse de l'objet « bâti » qui subit les contraintes du sol liées à un tassement différentiel. Un désordre urbain causé par le RGA, même sur une zone largement distribuée, ne va pas donner une réponse unique dans l'interférogramme : en effet, le phénomène RGA est de plus hétérogène dans l'espace et irrégulier dans le temps.

En résumé, l'interférométrie classique fonctionne si (1) le décalage dans le temps B_t n'est pas trop long, (2) la ligne de base B_n , n'est pas trop importante, (3) le milieu étudié présente de nombreux réflecteurs auxquels les ondes radar sont sensibles. De bons résultats en terme de détection ne peuvent être obtenus que lorsque le phénomène étudié atteint une ampleur spatiale supérieure à 500m^2 (voire 1km^2), comme le mouvement induit par l'affaiblissement d'un aquifère en saison sèche ou le rabattement d'une nappe par pompage. On peut espérer obtenir des informations fiables de mouvements sur des zones à forte cohérence (milieu urbain dense) avec l'interférométrie différentielle. Cette première approche est donc utile pour établir un premier « état des lieux » des déformations à une échelle du 1/50.000.

3.2 Les travaux en interférométrie PSI

Une autre technique permet de suivre finement un mouvement de la surface du sol en s'affranchissant d'un certain nombre de contraintes et en suivant localement des mouvements discrets sur certains réflecteurs : l'Interférométrie Radar sur points permanents (PSI).

La méthode des points permanents PSI consiste à suivre un pixel ou un groupe de pixels affichants une excellente rétrodiffusion sur de longues périodes et sur des interférogrammes dont la ligne de base peut être grande. Ces pixels sont appelés réflecteurs Permanents, car ils renvoient un signal fort (amplitude élevée) et sont peu bruités (phase pixellaire stable). En outre, s'ils sont suffisamment proches l'un de l'autre, ces réflecteurs enregistrent la même composante atmosphérique et le même déplacement. Dans ce cas, il devient possible de séparer les différentes contributions de la phase du signal.

La notion de Réflecteur Permanent (RP) a été présentée pour la première fois par une équipe du Politecnico di Milano (Polimi) en 1999, **Ferretti et al. (1999)**, puis développée en 2001, **Ferretti et al. (2001)**. Depuis, de nombreuses études utilisant cette méthode ont été menées, **Ferretti et al. (2000)**, **Colesanti et al. (2003)**, **Lyons et Sandwell (2003)**, **Perissin et al. (2004)**, démontrant l'énorme potentiel de celle-ci. Tout comme pour l'interférométrie différentielle DINSAR, la recherche bibliographique ci-dessous se focalise sur les

mouvements liés aux RGA et l'aléa sècheresse : il s'agit de relever les éléments clef de cette technique au travers des études de cas préexistantes.

La subsidence de la ville de Murcia (Espagne, Cordillère Betic), dans la plaine alluviale de la Segura (rivière Véga Media) a été étudiée par **Tomas R. et al. (2005)**. Les auteurs montrent la capacité de l'interférométrie radar pour localiser et quantifier la déformation, ici évaluée à 5 à 10 mm/an (± 5 mm), soit une subsidence de l'ordre de 7,5cm, sur une surface de 4km², pour la période de 1993 à 2004.

La technique interférométrique différentielle employée est celle des Points Stables (PSI) ou Coherent Pixels Technique (CPT), **Mora (2004)**. La déformation est suivie dans le temps sur des positions spatiales qui conservent une cohérence. Les termes linéaires et non linéaires de la déformation sont séparés et étudiés séparément. Les artefacts atmosphériques sont soustraits par une sélection sur 1500m des termes non linéaires. Les données utilisées consistent en 28 images SLC SAR ERS1 et ERS2 de 1993 à 2004 et un MNT de la mission SRTM à trois arc seconde. D'autres données sont utilisées pour la validation des résultats : des levés piezométriques, des mesures in situ à l'aide d'extensomètres et enfin les constats de dégâts du bâti au sein de la ville.

La déformation est attribuée à l'affaiblissement des ressources hydrogéologiques en période de sècheresse, aggravé par la surexploitation des nappes aquifères sous jacentes. Le suivi piezométrique indique un retrait des nappes aquifères de 8 à 15 mètres. La réponse en surface mesurée par interférométrie est une subsidence de 8 mm/an qui donne lieu à des dommages importants sur le bâti. L'étude est focalisée sur le milieu urbain de Murcia, où sont installés des extensomètres. Dans ce milieu urbain dense et fortement imperméabilisé, la subsidence est régulière, mais atténuée lors de la recharge des aquifères. Le tassement du sol est irréversible sur la période étudiée. C'est-à-dire que l'on n'observe pas de soulèvements mais un arrêt de la subsidence qui est alors considéré comme un retour à l'équilibre.

En revanche, en dehors de la ville de Murcia, les mesures interférométriques PSI montrent un soulèvement de l'ordre de 4 mm/an, consécutif à la recharge de la nappe. C'est un milieu urbain secondaire voire rural, où malgré le fait qu'il y ai moins de réflecteurs, le sol est moins imperméabilisé par le goudron et donc plus exposé à la sècheresse. De plus, la nature du sol est argileuse et les auteurs évoquent le phénomène RGA. Les résultats produits par l'interférométrie PSI montrent une corrélation entre les mouvements en surface mesurés au cours du temps et les relevés piezométriques.

Dans l'article "Comparing GPS, Optical Leveling and Permanent Scatterers", **Colesanti (2001)** fait le point sur les différentes méthodes de mesure de déformation d'un glissement de terrain situé sur la cote Sud Ouest d'Ancona (Italie) : l'auteur fait une étude comparative entre les PSI, le levé de terrain optique et le GPS.

Avec la technique des PSI, la précision de mesure dans l'axe de visée (Line of Sight LOS) est de l'ordre du millimètre. Dans un milieu urbain dense, l'auteur rappelle qu'on peut compter sur 100 à 300 PS/km². Alors qu'en milieu rural, les cibles présentant de grandes surfaces exposées étant plus rares, on peut compter sur plus de 10 PS/ km². Le déplacement et l'altitude mesurés sont ainsi relatifs à un point de référence supposé immobile.

Le levé GPS est en accord avec les mesures spatiales par interférométrie radar (technique PS). Le GPS permet un suivi journalier et 3D de la déformation avec une précision de l'ordre de 5 à 10 millimètres. Avec ce type de méthode, il n'est cependant pas

nécessaire de posséder une station de référence en dehors du champ de déformation. En conclusion, l'auteur met en avant la complémentarité des techniques, notamment la possibilité d'utiliser les archives des données radar. L'auteur suggère enfin une intégration dans un SIG pour traiter avec efficacité l'ensemble des résultats.

Les travaux de **Colesanti et al. (2002)** ont montré l'efficacité de la technique PSI pour suivre une déformation largement distribuée telle qu'un glissement de terrain. Cet article fait suite aux travaux des mêmes auteurs sur le glissement de terrain d'Ancona (Italie). 55 images SAR sont traitées pour produire des points stables entre 1992 et décembre 2000. Les résultats sont comparés par des mesures GPS et des levés optiques. Ces méthodes sont présentées comme complémentaires : le GPS pour fournir un mouvement 3D et le levé optique pour détailler l'évolution à un pas temporel très fin. Les résultats montrent un mouvement de terrain continu de 6 cm à 10 cm sur 16 ans. Le suivi PSI, qui mesure la déformation dans la visée du capteur, restitue les quantités de déplacement avec une précision de 1mm/an.

Dans un papier de **Colesanti et al. (2003)**, l'interférométrie PSI est utilisée pour mettre en évidence les déformations topographiques (0.5mm/an), plus les déformations du sol en fonction des saisons (± 1 cm par cycle). La zone d'étude concernée est la plaine alluviale de Santa Clara en Californie (USA). Le travail est d'autant plus intéressant qu'un système de failles actives existe à proximité de la vallée intervient dans la déformation. La déformation est largement distribuée (10*10km). La densité des points stables (cohérence = 0.8) est supérieure à 230 par km². Le MNT utilisé est produit par interférométrie. 25 images ERS1 et ERS2 entre 1995 et 2000 ont été utilisées dans l'étude. Un modèle de variation sinusoïdale est appliqué. La précision théorique de la mesure est détaillée (1mm) et la précision lors de l'application est évaluée à 1 à 3mm par an. La méthode est probante pour suivre les déformations de surface engendrées par des variations saisonnières de la nappe et de failles actives.

Dans la mesure où les déformations sur le bâti induites par le phénomène RGA sont estimées de l'ordre du centimètre, la technique PSI est adéquate pour mesurer et suivre localement l'évolution de réflecteurs de manière précise et régulière dans le temps. Elle permet également de s'affranchir des artefacts atmosphériques. C'est une technique prometteuse, particulièrement adaptée au milieu urbain dense et secondaire (pavillonnaire). Pour un milieu rural, l'idéal est d'installer des cibles artificielles pour augmenter le nombre de réflecteurs, **Hartl and Xia (1993), Hartl et al. (1993) et Prati et al. (1993)**.

Cette étude bibliographique montre que seul l'article de **Tomas et al. (2005)** aborde la problématique du RGA avec la technique des PS, avec une validation par des mesures piezométriques. Le mouvement détecté est de 8mm et sa description au cours du temps est réalisée : le mouvement de subsidence et de soulèvement (retrait/gonflement) est effectivement observé. De plus, compte tenu des autres types de déformations mesurées grâce à la technique PSI (glissement de terrain, déformation de bâtiments), il est donc théoriquement possible de localiser, caractériser et quantifier les déformations de la surface topographique induites par le RGA au travers de la réponse du bâtiment. Deux éléments sont toutefois à considérer avec les PS :

(1) La connaissance de la nature des réflecteurs sur le terrain reste une question assez ouverte et importante : il est nécessaire d'identifier la nature des réflecteurs et de corroborer l'information relative au variation d'altitude, ce qui nécessite un modèle 3D du bâti.

(2) De même, tout comme l'interférométrie radar DINSAR, seule une composante du mouvement de déformation est mesurée dans la ligne de visée du satellite. Il est donc important de prendre en compte l'incidence de l'onde par rapport aux objets étudiés pour restituer correctement le mouvement.

ANNEXE III REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

PUBLICATIONS & CONFERENCES

- Kaveh H.F., Fruneau B., Deffontaines B., Duro J. et Arnaud A., 2009. Swelling soils monitoring through PSI and DINSAR interferometry : Applications on eastern Paris surroundings (France), submitted to G15/NH11.4 Symposium EGU Vienne april 2009 egu2009@copernicus.org
- Kaveh H.F., Fruneau B., Deffontaines B., Duro J. et Arnaud A., 2008. Apports de l'interférométrie radar (DINSAR ET PSI) à l'étude du retrait gonflement d'argile dans l'est du bassin Paris. *Symposium SEC 1,2 et 3 septembre 2008 Paris Marne la Vallée.*
- Kaveh H. F., Deffontaines B., Fruneau B. 2007. Apports d'un Système d'Information Géographique et de la télédétection pour l'étude des mouvements de terrain induits par l'aléa sécheresse : Applications à l'Est de l'Île-de-France. *Revue Française Géotechnique* n°120-121, pp. 201-214.
- Mehdi Ben Hassen, Heydar Frédéric Kaveh, Benoît Deffontaines, 2008. Contributions of interferometry radar for the study of the weak deformations generated by the behaviour of argillaceous materials under extreme climate: Application to the area of Lagny (East Paris,France), International Conference "URBISTICS AND DEVELOPMENT": Today's Challenges and Paths of the Future Hammamet, Tunisia, from March 9th until March 12th, 2008

BIBLIOGRAPHIE

- Amelung, F., Galloway, D.L., Bell, J.W., Zebker, H.A. and Laczniak, R.J., 1999. Sensing the ups and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation, *Geology*, 27(6) : pp.483-486.
- Balmer, R., Eineder, M. and Breit, H., 1996. The X-SAR Single Pass Interferometer on SRTM: Expected Performance and Processing Concept, in: EUSAR'96, Königswinter, Germany, pp.181 - 184.
- Bamler, R. et Hartl P., 1998. Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems* 14(4): pp. R1 - R54.
- Ben-Dor E.; Patkin K.; Banin A.; Karnieli A., 2002. Mapping of several soil properties using DAIS-7915 hyperspectral scanner data - a case study over clayey soils in Israel, *International Journal of Remote Sensing*, Volume 23, Number 6, 30, pp. 1043 - 1062(20).
- Boyles J., Stow R., Wright P., 2000. Insar imaging of London movement for structural damage management and water resource conservation. Unpublished., http://earth.esrin.esa.it/pub/ESA_DOC/gothenburg/381boyle.pdf , 7p.
- Chabrillat S., Goetz A. F. H., Krosley L. and Olsen H. W., 2002. Use of hyperspectral images in the identification and mapping of expansive clay soils and the role of spatial resolution. *Remote Sensing of Environment*, Volume 82, Issues 2-3, p. 431- 445.

- Chatterjee R.S., Fruneau B., Rudant J.P., Roy P.S., Frison P-L, Lakhera R.C., Dadhwal V.K. and Saha R, 2006. Subsidence of Kolkata (Calcutta) City, India during the 1990s as observed from space by Differential Synthetic Aperture Radar Interferometry (D-InSAR) technique. *Remote Sensing of Environment*, Volume 102, Issues 1-2, pp. 176 - 185.
- Chertkov V. Y. and Ravina I., 1999. Morphology of horizontal cracks in swelling soils. *Theoretical and applied fracture mechanics* 31, pp. 19-29.
- Colesanti C., Ferretti A., Prati C. and Rocca F., 2002. Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique. *Engineering Geology*, Volume 68, Issues 1-2, pp. 3-14.
- Colesanti C., Ferretti A., Prati C., Rocca F., 2003. Monitoring Landslides and tectonic motion with the Permanent Scatterers Technique, *Engineering Geology*, Vol. 68, pp. 3 -14.
- Colesanti, C., Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F. 2001. Comparing GPS, optical leveling and permanent scatterers. *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2001. IGARSS '01. IEEE 2001 International. Volume 6, 9-13, pp. 2622 - 2624.
- Colesanti, C., Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F. 2001. Comparing GPS, optical leveling and permanent scatterers. *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2001. IGARSS '01. IEEE 2001 International. Volume 6, 9-13, pp. 2622 - 2624.
- Colesanti, C.; Ferretti, A.; Novali, F.; Prati, C.; Rocca, F., 2003. SAR monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the permanent scatterers technique. *Geoscience and Remote Sensing*, IEEE Transactions on Volume 41, Issue 7, Part 1, pp.1685 - 1701.
- Donsimoni M. avec la collaboration de Clozier L., Motteau M., Vincent M., 2003. Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols argileux dans le département du Val-de-Marne. BRGM/RP-52224-FR, 133 p., 5 fig., 16 tabl., 2 ann., 4 planches. h.t.
- Donsimoni M., Clozier L., Vincent M., avec la collab. De Motteau M., Gallas J.-C., 2001. Cartographie de l'aléa retrait gonflement argiles dans le departement de la Seine-Saint-Denis. BRGM/RP-51198-FR, 125 p., 7 fig., 13tabl. ; 2 ann. 5 planches h.-t.
- Donsimoni M., Giraud F., avec la collab. de Hatton C., Trouillard-Perrot C., Vincent M., 2005. Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des sols argileux dans le département des Yvelines. BRGM/RP-53074-FR, 287 p., 7 fig., 24 tabl., 6 ann., 3 planches. h.-t.
- Ferretti A., Prati C., Rocca F., 1999. Measuring Subsidence with SAR Interferometry : Application of the Permanent Scatterers Technique, *International Geoscience Symposium, Hamburg*, pp. 1528-1530.
- Ferretti A., Prati C., Rocca F., 2000. Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 38, N°5.
- Ferretti A., Prati C., Rocca F., 2001. Permanent Scaterrers in SAR Interferometry, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 39, N°1.

- Fielding E. J., Blom R. G., and Goldstein R. M., 1998. Rapid subsidence over oil fields measured by SAR interferometry. *Geophysical research letters*, Vol. 25, No. 17, pp. 3215-3218.
- Fruneau, B., 1995, Interférométrie différentielle d'images SAR. Application au glissement de terrain de la Clapière, Thèse de doctorat de Paris 7, 237 p.
- Fruneau, B., Sarti, F., 2000, Detection of ground subsidence in the city of Paris using radar interferometry : isolation of deformation from atmospheric artifacts using correlation, *Geophys. Res. Lett.*, 27, pp. 3981 – 3984.
- Fruneau B., Deffontaines B., Rudant J-P. and Le Parmentier A-M., 2005. Monitoring vertical deformation due to water pumping in the city of Paris (France) with differential interferometry. *Comptes Rendus Geosciences*, Volume 337, Issue 13, pp. 1173-1183.
- Gamba P., Houshmand B., Saccani M., 2000. Detection and extraction of buildings from interferometric SAR data. *Geoscience and Remote Sensing*, IEEE Transactions on Volume 38, Issue 1, Jan 2000 Page(s):611 – 617 Digital Object Identifier 10.1109/36.823956
- Goldstein, R. M. Engelhardt, H., Kamp, B. and Frolich, R. M., 1993. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream, *Science*, 262:1525 - 1530.
- Goldstein, R. M., and C. L. Werner, 1998. Radar interferogram filtering for geophysical applications, *Geophys. Res. Lett.* 25, no. 21, pp. 4035 - 4038.
- Hansen J., Sato M., Ruedy R., Lo K., Lea D.W., and Medina-Elizade M, 2006. Global temperature change, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 006; 103; 14288-14293; originally published online Sep 25, 2006; doi:10.1073/pnas.0606291103.
- Hanssen, R. F., 2001. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Remote Sensing and Digital Image Processing, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 308p.
- Hart, E. W., W. A. Bryant, and J. A. Treiman, 1993. Surface faulting associated with the June 1992 Landers earthquake, California, *Calif. Geol.*, 46,10-16.
- Hartl, P. and Xia, Y., 1993. Besonderheiten der Datenverarbeitung bei der SAR-Interferometrie. *Zeitschrift fur Photogrammetrie und Fernerkundung* 61(6), pp. 214 - 222.
- Janssen V., Ge L., Rizos C., 2004. Tropospheric corrections to SAR interferometry from GPS observations. *GPS Solutions* 8: pp.140 - 151. DOI 10.1007/s10291-004-0099-1
- Kariuki P. C. and Van der Meer F.D., 2003. Swelling Clay Mapping For Characterizing Expansive Soils; Results From Laboratory Spectroscopy and Hysens Dais Analysis. Presented at the 3rd EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Oberpfaffenhofen, May 13-16.

- Kariuki P. C., Woldai T. and Van der Meer F., 2004. The Role of Remote Sensing in Mapping Swelling Soils. *Asian Journal of Geoinformatics*, Vol. 5, No. 1, Published by ARSRIN, P.O. Box 4, Klong Luang, Pathumthani 12120, Thailand.
- Kariuki P.C., Van der Meer F., 2004. A unified swelling potential index for expansive soils. *Engineering Geology*, Volume 72, Issues 1-2, pp.1 - 8.
- Lyons S., Sandwell D., 2003. Fault Creep Along the Southern San Andreas from InSAR, Permanent Scatterers, and Stacking, *In Press, Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B1, 2047, doi:10.1029/2002JB001831.
- Manunta M., Zeni G., Sansosti E., Lanari R., Ardizzone F., Cardinali M., Galli M., Guzzetti F. and Reichenbach P., 2006. Ground deformation analysis in the Umbria region (central Italy) carried out via the SBAS DInSAR approach. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 10026, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-10026
- Massonnet D., Feigl K., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Review of Geophysics*, Vol. 36, No. 4, pp. 441 - 500.
- Massonnet, D. and Feigl, K.L., 1995. Satellite Radar Interferometric map of the coseismic deformation field of the M=6.1 Eureka Valley, California Earthquake of May 17, 1993, *Geophysical research Letters*, 22 (12): pp.1541-1544.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., Rabaut, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, 364, pp.138-142.
- Mora, 2004, Phd thesis. Advanced differential SAR techniques for detection of terrain and building displacements. Ph.D. Thesis, Polytechnic University of Catalonia
- Pathier E., 2003. Apports de l'interférométrie radar différentielle à l'étude de la tectonique active de Taiwan. Université Marne-la-Vallée, école doctorale ICMS, France, 272p.
- Pathier E., Fruneau B, Deffontaines B., Angelier J., Chang C-P., Yue S-B, Lee C.T. (2003). Coseismic displacements of the footwall of the Chelungpu fault caused by the 1999, Taiwan, Chi-Chi earthquake from InSAR and GPS data. *Earth and Planetary Science Letters* 212, p. 73-88.
- Peltzer and Rosen, 1995. Surface displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley earthquake observed by SAR interferometry, *Science*, 268, pp.1333-1336
- Perissin, D.; Prati, C.; Rocca, F.; Ferretti, A., 2004. ERS-ENVISAT Permanent Scatterers. *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2004. IGARSS '04. Proceedings. 2004 IEEE International Volume 2, 2004 Page(s):985 - 988 vol.2
- Prian J.-P Donsimoni M., Vincent M. avec la collaboration de Denis L., Gallas J.-C., Marty F., Motteau M. (2000) – Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des argiles dans le département de l'Essonne. BRGM/RP-50376-FR, 269p., 32 fig., 11 tabl., 6ann., 3 cartes h.-t.

- Rabus B., Werner C., Wegmueller U., McCardle A., 2004. Interferometric point target analysis of RADARSAT-1 data for deformation monitoring at the Belridge/Lost Hills oil fields. *Geoscience and Remote Sensing*, IEEE, Volume 4, pp. 2611-2613
- Sandwell D.T., Sichoix L., Agnew D., Bock Y. and Minster J.B., 2000. Near real-time radar interferometry of the Mw 7.1 Hector Mine Earthquake. *Geophysical Research Letters*, VOL. 0, No. 0, PAGES 0-0, M 0, 2000.
- Selige T., Böhner J. and Schmidhalter U., 2006. High resolution topsoil mapping using hyperspectral image and field data in multivariate regression modeling procedures. *Geoderma*, In Press, Corrected Proof .
- Tomás R., Márquez Y., Lopez-Sanchez J.M., Delgado J., Blanco P., Mallorquí J., Martínez M., Herrera G. and Mulas J., 2005. Mapping ground subsidence induced by aquifer overexploitation using advanced Differential SAR Interferometry: Vega Media of the Segura River (SE Spain) case study. *Remote Sensing of Environment*, Volume 98, Issues 2-3, pp. 269 - 283.
- Van der Meer, F., 1999. Can we map swelling clays with remote sensing? In: Van der Meer, F., Nieuwenhuis, G.J.A., Molenaar, M. & Woldai, T. (eds.), Operational remote sensing for sustainable development. *Journal of Applied Geoinformation Management* (special section), 1(1): pp. 27 - 35.
- Vincent M., 2006. Prévention du risque sécheresse : cartographie départementale de l'aléa retrait gonflement des argiles et établissement de plans de prévention des risques. *Revue géologue* n°146, pp.43-47. ISBN 0016.7916.
- Zebker, H. A., and Goldstein, R. M., 1986. Topographic Mapping From Interferometric Synthetic Aperture Radar Observations, *Journal of Geophysical Research*, 91 (B5): pp. 4993-4999.
- Zebker, H. A., Rosen, P. A., Goldstein, R. M., Gabriel, A., and Werner, C. L., 1994. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometer: The Landers earthquake; *in Jour. Of Geophys. Res.*, Vol. 99, No. B10, pp. 19617-19634.