UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARTOGRAPHIE DES LACS GLACIAIRES MORRIS ET CRYDER À PARTIR DE DONNÉES LIDAR DES COMTÉS DE GRUNDY ET WILL, ILLINOIS (ÉTATS-UNIS).

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

CLAUDE DESROCHERS

MAI 2018

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mon directeur, Robert-André Daigneault, d'abord pour sa confiance envers mes capacités, ensuite pour son andragogie de plomb et finalement pour son credo, si élémentaire, et pourtant, si dur à réaliser ; garder cela simple. Je tiens ensuite à remercier mon codirecteur, Olivier Caron, pour son implication, sa fervente énergie et ses judicieuses suggestions. Tous deux ont fait une paire inégalable pour leur soutien et la réalisation de ce projet.

Je suis également reconnaissante pour toute la patience et l'aide technique apportées par Mourad Djaballah, Sylvie Trudeau et Benoit St-Onge, face à mes problématiques en SIG. J'aimerais remercier mes collègues et amies qui m'ont sortie souvent du pétrin, autant technique que moral, Qian Zen et Shazmane Mandjee. Je voudrais remercier ma famille, pour leur patience inestimable dans mon manque de temps, pour leur curiosité pour mon sujet de recherche peu commun et leur encouragement incessant dans l'accomplissement de mes études. Un grand merci à mes ami-e-s, si précieuses et précieux, pour m'avoir écoutée, pour m'avoir changé les idées et pour m'avoir accompagnée tout au long de cette aventure. Votre présence était essentielle et réconfortante.

Finally, I would like to thank all the ISGS crew members, among others, Richard Berg, Andrew Phillips, David Grimley and William Shilts who helped me, in one way or another, in the accomplishment of this project, by sending me precious data, by their judicious advices and/or their encouragements. A special thank to my field assistant of summer 2014, Adam Trzinski, for his enthusiasm in my study and for joining me in the discovery of uncommon part of his own land.

Ce mémoire est dédié à ma mère,
ma sœur et mon frère, pour leur
continuelle persévérance.

AVANT-PROPOS

Ce mémoire découle d'un projet de cartographie des dépôts glaciaires et postglaciaires du nord-est de l'Illinois élaboré par la *Central Great Lakes Geologic Mapping Coalition.* En partenariat avec l'*Illinois State Geological Survey* et l'Université de l'Illinois à Urbana-Champaign, ce projet a comme objectif de répertorier tous les éléments pertinents pour mieux gérer, développer et protéger l'environnement (ISGS, 2014). Plus précisément, il permet de repérer les ressources aquifères et aquitards, prévenir la contamination du sol et des ressources en eau et contrôler l'aménagement du territoire face à l'étalement urbain provenant de la région métropolitaine de Chicago. Le secteur spécifique à l'étude est celui du comté de Will en Illinois. Cette collaboration a permis d'avoir accès aux données essentielles, dont celle de la technologie LiDAR. La littérature concernant ce projet de recherche est presque exclusivement anglophone. Ainsi, dans l'optique où le présent mémoire est rédigé en français, un effort de francisation a été fait. Toutefois, certains mots, noms propres ou expressions ont été conservés sous leur forme originale afin d'éviter de les dénaturer ; ces mots seront mis en italique. Dans la même optique, les titres des supports visuels (des figures, tableaux, etc.) seront bilingues, afin de faciliter l'accès de ce mémoire.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS ii

DÉDICACE iii

AVANT-PROPOS iv

TABLE DES MATIÈRES v

LISTE DES FIGURES x

LISTE DES TABLEAUX xiii

LISTE DES ACRONYMES ET SIGLES xiv

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET UNITÉS xv

RÉSUMÉ xvi

INTRODUCTION ET OBJECTIFS 17

Objectifs de la recherche 18

CHAPITRE I
MISE EN CONTEXTE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS 20

1.1 Localisation 20

1.2 Physiographie 21

1.3 Hydrographie 22

1.4 Géologie 25

1.5 Travaux antérieurs 28

1.5.1 Travaux à l'échelle de l'état de l'Illinois et des Grands Lacs 28

1.5.2 Travaux à l'échelle de sous-régions de l'Illinois 33

1.5.3 Le lobe glaciaire du lac Michigan, le Torrent de Kankakee et les lacs glaciaires Wauponsee, Morris et Cryder 38

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE 45

2.1 Outils géomatiques 45

2.1.1 LiDAR 45

2.1.2 Modèle numérique de terrain 46

2.1.3 Ombrages 47

2.1.4 Analyses géomorphologiques 48

2.2 Campagnes de terrain 49

2.3 Datations 49

2.3.1 Calibration des âges au radiocarbone en âges calendaires 49

2.3.2 Provenance des datations par le radiocarbone et par la luminescence optique 50

CHAPITRE III

GÉOMORPHOLOGIE DU COMTÉ DE WILL ET PALÉOGÉOGRAPHIE RÉGIONALE 51

3.1 Géomorphologie du comté de Will 51

3.1.1 Formes glaciaires 51

3.1.1.1 Formes profilées 52

3.1.1.2 Crêtes morainiques 53

3.1.2 Formes fluvioglaciaires 58

3.1.2.1 Eskers 58

3.1.2.2 Kames 59

3.1.2.3 Kettles 60

3.1.3 Formes postglaciaires 61

3.1.3.1 Ice-walled lake plains 61

3.1.3.2 Terrasses lacustres 64

3.1.3.3 Cordons littoraux 65

3.1.3.4 Terrasses fluviales, ravinements et chenaux 66

3.1.3.5 Barres alluviales 67

3.1.3.6 Dunes 68

3.2 Paléogéographie des comtés de Grundy et Will 69

CHAPITRE IV

CHARACTERIZATION OF THE MORRIS AND CRYDER GLACIAL LAKE STRANDLINES BASED ON LIDAR DTM AND ESTIMATION OF GLACIO-ISOSTATIC UPLIFT IN GRUNDY AND WILL COUNTIES, ILLINOIS, USA. ... 84

4.1 Introduction 85

4.2 Regional setting 86

4.3 Materials and Methods 89

4.3.1 Geographic information system (GIS) and LiDAR 89

4.3.2 Mapping of Strandline 90

4.3.3 Estimation of the tilt gradient 91

4.4. Results 91

4.4.1 Strandline characteristics 91

4.4.2 Estimation of tilt gradient 95

4.5 Discussion 97

4.5.1 Glacial Lake Morris 98

4.5.2 Glacial lake Cryder 101

4.5.3 Measured regional glacio-isostatic rebound of shorelines 104

4.6 Conclusions 105

CONCLUSION 107

ANNEXE A

MÉTHODOLOGIE PRÉCISE LIÉE AUX CALCULS DE TENDANCE 110

ANNEXE B

CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DES FORMES GLACIAIRES ET POSTGLACIAIRES DU COMTÉ DE WILL 114

ANNEXE C

PROFILS TOPOGRAPHIQUES DU COMTÉ DE WILL ILLUSTRANT LES DIVERS RELIEFS QUATERNAIRES. 115

BIBLIOGRAPHIE 116

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Divisions administratives des comtés de Grundy et Will	21
1.2	Bassins versants et réseau hydrographique du territoire à l'étude	24
1.3	Provinces physiographiques et bassins versants du nord de l'Illinois (modifiée de Kolata & Nimz, 2010)	25
1.4	Géologie de la région à l'étude (modifiée de Kolata & Kimz, 2010)	26
1.5	Classification diachronique temporelle et évènementielle du Quaternaire récent pour le nord et l'est de la région des Grands Lacs (Karrow, Dreimanis et Barnett, 2000, p.4)	32
2.1	Illustration du contraste entre les ombrages avec les azimuts de 030° (A) et de 315°(B)	47
3.1	Drumlinoides de la région de Plainfield, au nord-ouest du comté de Will	52
3.2	Moraines et systèmes morainiques du nord-est de l'Illinois (modifiée de Willman, 1971)	53
3.3	Relief bosselé des moraines de Wilton Center et Manhattan	55
3.4	Crêtes morainiques dans le système morainique de Valparaiso. La crête morainique est indiquée par une flèche et sa localisation par un astérisque. Deux ravinements incisent la crêtes de chaque côté	57
3.5	Localisation des eskers des rivières Deer et Plum	59

3.6 Localisation du secteur avec la plus grande densité de kames. Photo d'une kame prise au nord-ouest du comté de Will.....60

3.7 Deux kettles sur la Moraine de Manhattan.....61

3.8 A) Modèle de formation des IWLP. B) Exemple des IWLP sur la Moraine de Rockdale (A : modifiée de Allred et al., 2014, p. 51).....63

3.9 Terrasses lacustres dans le système morainique de Valparaiso et dans la Moraine de Tinley.....65

3.10 Cordon littoral situé au sud-est de University Park. La photo est orientée vers le sud-est. Les flèches pointent sur la crête de plage. La photo est indiquée par l'astérisque.....66

3.11 Barres alluviales les plus longues dans la vallée de la rivière Kankakee.....68

3.12 Diagramme temporel et de distance parcourue du lobe glaciaire du lac Michigan au Wisconsinien récent et la lithostratigraphie de l'Illinois, relié à ces phases (modifiée de Caron et Curry, 2018).....71

3.13 Position du lobe glaciaire du lac Michigan lors de la Phase de Woodstock (modifiée de Curry, 2015).....73

3.14 Chenaux d'évacuation d'eau de fonte lors de la Phase de Woodstock.....74

3.15 Position de la marge glaciaire lors de la Phase de Woodstock (Fisher, 1925).....76

3.16 Escarpement due au passage du Torrent de Kankakee dans le comté de Kankakee. L'escarpement est marqué par l'astérisque sur les cartes.....77

3.17 Relation des bassins versants de l'est du comté de Will avec les crêtes morainiques.....80

3.18 Dunes au sud du comté de Will. Les flèches pointent le sommet et l'aval de la crête. La prise de photo est vers l'est et est indiquée par

l'astérisque sur la carte.....83

4.1 Map of northeastern Illinois, featuring Grundy and Will Counties (B), physiographic context (C) and names and locations of moraines and glacial lakes (A) (modified from Hansel and Johnson (1996) and Curry et al. (2014))..... 87

4.2 Lithostratigraphy of Will County and environs (Caron and Curry, 2018).....89

4.3 A) Compilation of the Glacial Lakes Morris and Cryder strandlines from previous work. B) New standlines of Morris and Cryder lakes.....92

4.4 A) Topographic profile of the terrace located northwest of (NWM) associated with Glacial Lake Morris. B) Topographic profile of the terrace located south of Morris (SM) associated with Glacial Lake Cryder and, showing a sharp wave-cut scarp C) Photographs showing example of the terrace located northwest of Gardner (NWG) associated with former Glacial Lake Morris (azimuth 189°). D) Photographs showing the terrace located north of Coal City (NCC; azimuth 189°).....94

4.5 The tilt gradient of Glacial Lake Morris. The potential other strandline is shown by the red line.....100

4.6 Glacial lake Morris and Cryder extents.....101

4.7 The tilt gradient of Glacial Lake Cryder.....103

LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
2.1	Classification des données LiDAR (tiré de IHMP, ISGS et IDT, 2015).	46
4.1	Wave-cut scarps characteristic associated with glacial lakes Morris and Cryder.	96
4.2	Estimation of the regional glacio-isostatic uplift with the combination of different strandlines.	97
4.3	Comparison of the regional glacio-isostatic uplift.	105

LISTE DES ACRONYMES ET SIGLES

DEM	Digital Elevation Model
MNT / DTM	Modèle numérique de terrain — *Digital Terrain Model*
LiDAR	Light Detection and Ranging
LGLM	Lobe glaciaire du lac Michigan
LAS	Laser File Format Exchange Activities
IWLP	Ice-walled lakes plains
SIG / GIS	Système d'information géographique — *Geographic Information System*
SMA / AMS	Spectrométrie de masse par accélérateur — *Accelerator Mass Spectometry*
ISGS	*Illinois State Geological Survey*

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET UNITÉS

ka	Millier d'années
cal	Calendaire
BP	*Before Present* — avant aujourd'hui
Comm. pers.	Communication personnelle
m	Mètre
km	Kilomètre
m^2	Mètre carré
pi	Pied
N	Nord
S	Sud
E	Est
O	Ouest

RÉSUMÉ

L'objectif principal de ce mémoire est de documenter les phases glaciolacustres des lacs Morris et Cryder dans les comtés de Grundy et Will en Illinois, à l'aide d'un MNT basé sur des données LiDAR. Un inventaire cartographique des formes glaciaires et postglaciaires du comté de Will a été réalisé afin de circonscrire les phases glaciolacustres. Cette cartographie a permis d'identifier des drumlinoides d'orientation NE-SO, des crêtes morainiques, des formes fluvioglaciaires, des *ice-walled lake plains* (IWLP) et de nombreuses formes d'érosion fluviale. Toutes les moraines ont été mises en place par le lobe glaciaire du lac Michigan (LGLM) lors de la déglaciation. La morphologie des moraines et leur relation spatiale avec les formes glaciaires et postglaciaires indiquent que deux dynamiques glaciaires sont dominantes. Lors du retrait glaciaire, à l'ouest, les quatre premières moraines se sont formées par une glace en décrépitude, alors que celles plus à l'est (le système morainique de Valparaiso) sont mises en place par une glace plus active. La coalescence des lobes glaciaires du lac Michigan, de Saginaw et de Huron-Érié a causé un apport d'eau de fonte notable, drainé par le Torrent de Kankakee. À ce moment, l'obturation morainique du complexe morainique de Marseilles à l'ouest du comté de Grundy a permis le développement du Lac glaciaire Wauponsee qui s'étendait jusque dans le comté de Will. Sa vidange a laissé place à des phases subséquentes : les lacs glaciaires Morris et Cryder. Six terrasses lacustres, dont une découverte pour la première fois, ont été identifiées dans le comté de Grundy. Cette nouvelle terrasse a fait réévaluer l'assemblage des terrasses avec les deux phases lacustres. L'altitude des terrasses, la valeur de leur pente, la hauteur de leur talus et les résultats du redressement glacio-isostatique ont permis de mettre à jour l'association des terrasses glaciolacustres pour chacune de leur phase. Les terrasses associées au Lac Morris, présentent de hautes altitudes, de faibles hauteurs de talus et des pentes faibles. Les terrasses associées au Lac Cryder ont une altitude plus basse, des talus plus hauts et de fortes pentes. Ce nouveau patron lacustre augmente l'étendue du Lac Morris de 15 km^2 et celle du Lac Cryder de 121 km^2. Le taux estimé de redressement glacio-isostatique du Lac Morris est de 0,4 m/ km vers l'ENE et celui du Lac Cyder, de 0,38 m/ km vers l'E.

MOTS-CLÉS : Géomorphologie glaciaire, paléogéographie, lobe glaciaire du lac Michigan, lacs glaciaires Morris et Cryder, Torrent de Kankakee

INTRODUCTION ET OBJECTIFS

Durant le Quaternaire, les glaciations ont recouvert un vaste territoire de l'Amérique du Nord. Les inlandsis se sont étendus de l'Arctique canadien jusqu'aux terres septentrionales centrales des États-Unis. À la fin de la dernière glaciation, au Wisconsinien tardif, le lobe glaciaire du lac Michigan (LGLM) de l'Inlandsis laurentidien, a envahi le nord de l'Illinois vers 29 ka cal BP (Curry *et al.*, 2011). Vers 23,3 ka cal BP, le lobe a atteint son étendue maximale méridionale près de Charleston. Enfin, le LGLM s'est retiré de l'Illinois pour la dernière fois vers 17 ka cal BP (Curry *et al.*, 2014). Une épaisse couche de sédiments, variant de 9 à 79 m, a été déposée, en partie, par les multiples fluctuations du LGLM lors de la déglaciation. Le paysage hérité est caractérisé par une trentaine de moraines terminales subparallèles, séparées par des plaines lacustres (Hansel et McKay, 2010). Dans le nord-est de l'Illinois, une de ces plaines lacustres a été formée par le Lac glaciaire Wauponsee dont les vestiges ont été reconnus par Leverett (1897). Bien que ces éléments du paysage sont souvent décrits et nommés, peu sont représentées en détail sur les cartes des dépôts de surface produites jusqu'à maintenant. L'utilisation des données issues du LiDAR (*Light Detection and Ranging*) est particulièrement utile dans les régions où les variations topographiques sont faibles et difficilement déchiffrable par l'approche d'interprétation traditionnelle. Les détails apportés permettent d'obtenir un raffinement de la paléogéographie de la région étudiée d'autant plus que la végétation et l'agriculture sont bien implantées et que l'étalement urbain progresse.

Objectifs de la recherche

L'objectif principal de ce mémoire est de documenter les phases glaciolacustres des lacs glaciaires Morris et Cryder, des phases subséquentes du Lac Wauponsee, dans les comtés spécifiques de Grundy et de Will.

Le premier objectif secondaire porte d'abord sur l'identification des formes glaciaires et postglaciaires, dans le comté de Will, à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) généré par les données d'altitude issues du LiDAR. Ces données ont déjà prouvé leur intérêt pour l'analyse des formes de terrain dans les zones à dense couvert, comme en région forestière ou urbaine et permettent de discriminer, entre autres, les éléments naturels des éléments anthropisés (ex. : Mitasova *et al.*, 2012; Millette, 2013; Regmi *et al.*, 2014). La cartographie est exécutée à l'échelle du 1 : 60 000 à partir des caractéristiques morphologiques et des relations spatiales entre les formes de terrain. Cet objectif vise aussi à décrire les évènements glaciaires et postglaciaires du nord-est de l'Illinois, à partir des formes identifiées. Cet objectif permet de contextualiser la mise en place des phases glaciolacustres des lacs Morris et Cryder.

Bien que la plaine glaciolacustre des lacs Morris et Cryder se situent, en partie, dans le comté de Will, les terrasses les plus nettes et non remaniées par l'action anthropique et éolienne ont été identifiées dans le comté adjacent de Grundy et sommairement décrites (Leverett, 1897 ; Culver, 1922 ; Willman et Payne, 1942 ; Curry *et al.*, 2014). Ainsi, nous avons étendu notre étude à cette région. Le deuxième objectif secondaire vise donc à décrire plus spécifiquement les terrasses glaciolacustres identifiées par leurs caractéristiques physiques (localisation, altitude, morphologie).

Le troisième objectif secondaire vise à associer les terrasses observées avec les phases glaciolacustres des lacs Morris et Cryder. Pour y parvenir, on utilise une modélisation du gauchissement des paléorivages associés à ces évènements.

Ce mémoire se divise en quatre chapitres. Dans le chapitre 1, on présente le cadre physique et les travaux antérieurs de la région étudiée. Le chapitre 2 décrit la méthodologie utilisée. Le chapitre 3 présente les caractéristiques des formes glaciaires et postglaciaires identifiées grâce à l'interprétation géomorphologique du MNT dérivé du LiDAR dans le comté de Will et leur signification dans le cadre paléogéographique du nord-est de l'Illinois. Le chapitre 4 est constitué d'un article qui porte sur l'identification, la description et l'association des terrasses glaciolacustres des comtés de Grundy et Will avec les phases subséquentes de Morris et Cryder du Lac glaciaire Wauponsee. Le titre de cet article est *Characterization of the Morris and Cryder glacial lake strandlines based on LiDAR DTM and estimation of the glacio-isostatic uplift in Grundy and Will Counties, Illinois, USA*. Une conclusion vient terminer le mémoire.

CHAPITRE I

MISE EN CONTEXTE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

1.1 Localisation

La région à l'étude est située au nord-est de l'Illinois et regroupe les comtés de Grundy, de forme rectangulaire, et de Will, de forme crénelée (figure 1.1). Au nord, le territoire est délimité par les comtés de Cook et Du Page, à l'ouest, par les comtés de Kendall et La Salle, au sud, par les comtés de Livingston et Kankakee, tandis qu'à l'est, il est délimité par l'état de l'Indiana. Cette région a une superficie totale de 3 314 km^2 et est subdivisée en 36 quadrilatères (figure 1.1). La ville principale du comté de Will est Joliet et celle de Grundy est Morris. Ces deux villes sont localisées à proximité des principales rivières, soit la rivière Illinois près de Morris et la rivière Des Plaines pour la ville de Joliet (figure 1.2). En 2015, on comptait environ 743 250 habitants pour ces 2 territoires (U.S. Census Bureau, 2018). Le lieu d'étude est localisé à moins de 10 km au sud-ouest de la région métropolitaine de Chicago. Cette ville a eu une expansion territoriale urbaine rapide et s'étend au sud vers le comté de Will (Berg *et al.*, 1999).

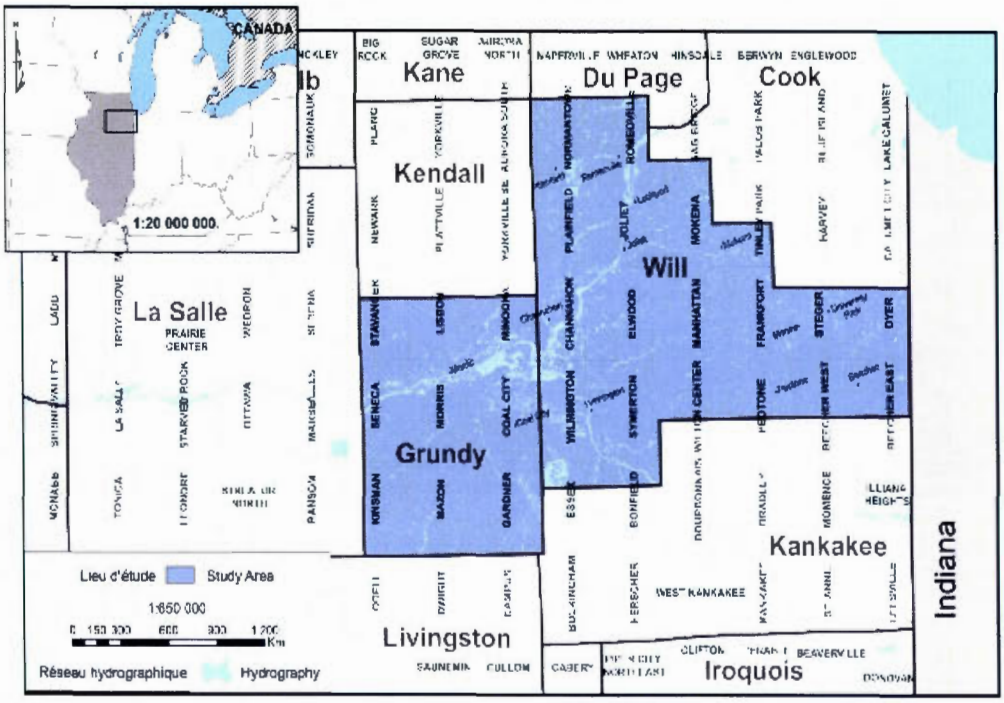


Figure 1.1 Divisions administratives des comtés de Grundy et Will.

Administrative divisions of Grundy and Will counties.

1.2 Physiographie

La physiographie en Illinois est contrôlée par la topographie du roc, l'extension des glaciations, les différences dans la morphologie et les âges des dépôts de surface, l'altitude des plaines, l'altération des bassins par l'action fluvioglaciaire et les processus glaciolacustres (Leighton *et al.*, 1948). La région fait partie de la province des basses-terres centrales de l'Illinois qui se compose à l'ouest de la plaine de Kankakee (une subdivision des *Till Plains*) et du *Wheaton Morainal Country* à l'est (une subdivision de la section des Grands Lacs) (figure 1.3). La totalité du comté de Grundy et la portion ouest du comté de Will font partie de la plaine de Kankakee.

Leighton *et al.* (1948) la décrivent comme une région, plane à légèrement ondulée, contenant de îlots morainiques surbaissés, des terrasses lacustres, des barres torrentielles et des dunes. Sa section ouest, nommée le bassin de Morris, est bordée à l'est par les rivières Des Plaines et Kankakee qui se rejoignent pour former la rivière Illinois (Leverett, 1897). Cette région est drainée par des ruisseaux peu profonds, sauf pour les rivières Kankakee et Des Plaines qui occupent d'anciens chenaux proglaciaires qui ont incisé la couverture de dépôts meubles jusqu'au roc, près de Joliet (*Ibid*). La partie est du comté de Will fait partie du *Wheaton Morainal Country*. Elle est composée d'une série de moraines arquées et parallèles, qui ceinturent le lac Michigan. La moraine prédominante est celle de Valparaiso et comprend les reliefs le plus élevés (Leighton *et al.*, 1948). La topographie qui résulte de ce type de terrain est complexe, avec des collines allongées, des buttes et des vallées. Certains anciens petits bassins lacustres ou des étangs, maintenant abandonnés, sont présents un peu partout dans cette zone. La différence d'altitude entre les deux régions physiographiques est faible soit environ 100 m. L'altitude la plus élevée est observée près de Monee, à 255 m, et la plus basse est à 155 m, au pied de la rivière Illinois, l'extrême ouest du comté de Grundy (figure 1.2).

1.3 Hydrographie

La région d'étude fait partie du grand bassin versant de la rivière Illinois (figure 1.2). Cinq sous-bassins versants drainent la région. Les extrémités nord-ouest des deux comtés sont drainées par le bassin de *Lower Fox*. Le bassin versant de la rivière Des Plaines, au nord, et celui de la rivière Kankakee, au sud, se joignent pour alimenter le bassin versant du *Upper Illinois* qui s'écoule vers le sud-ouest. À l'extrême est se trouve le bassin versant de Chicago/Calumet. La majeure partie de ces rivières s'écoule vers le lac Michigan, au nord-est, situé à moins de 25 km du

comté de Will. De manière générale, la région présente un réseau parallèle de cours d'eau et est fortement ravinée. Les lacs sont surtout distribués le long des vallées fluviales et de nombreux étangs parsèment la région.

Des étendues artificielles d'eau de grande étendue sont aussi présentes à quelques endroits; il s'agit d'anciens sites miniers de charbon ayant été inondés. On les retrouve au nord, près de la rivière Du Page et au sud, à l'ouest de la rivière Kankakee. Trois bassins de refroidissement de centrale nucléaire sont aussi localisés à l'amont de la rivière Illinois et à l'extrême sud-ouest du comté de Will. Il s'agit du *Heidecke lake*, du *Dresden Cooling lake* et du *Braidwood Power Plant Cooling Pond.* Trois canaux majeurs artificiels ont été creusés au nord-est de l'Illinois. Le premier canal est l'*Illinois & Michigan Canal* et construit entre 1836 et 1848 (Howe, 1956). Il s'étend des villes de Bridgeport (Chicago) à LaSalle (comté à l'ouest de Grundy). Le but initial de sa création était de construire une voie navigable joignant le lac Michigan avec la rivière Mississippi et donc, plus largement les golfes du Saint-Laurent et du Mexique. L'utilisation de ce canal a finalement été délaissée (*Ibid*). Le *Chicago Sanitary and Ship canal* a été construit afin de relier les rivières Chicago et Des Plaines pour permettre le même type de connexion. La direction de l'écoulement naturel de la rivière Chicago a été déviée pour permettre d'abord une nouvelle voie d'évacuation et de dilution des eaux usées puis pour permettre une voie navigable en eau profonde (Cooley, 1913). Ce canal se prolonge jusque dans le comté de Will aux environs de Lockport en suivant la rivière Des Plaines qui a aussi été déviée. Enfin, le canal de Calumet-Saganashkee ou *Cal-Sag Channel* a été construit pour détourner la rivière Little Calumet afin de la relier à la rivière Des Plaines.

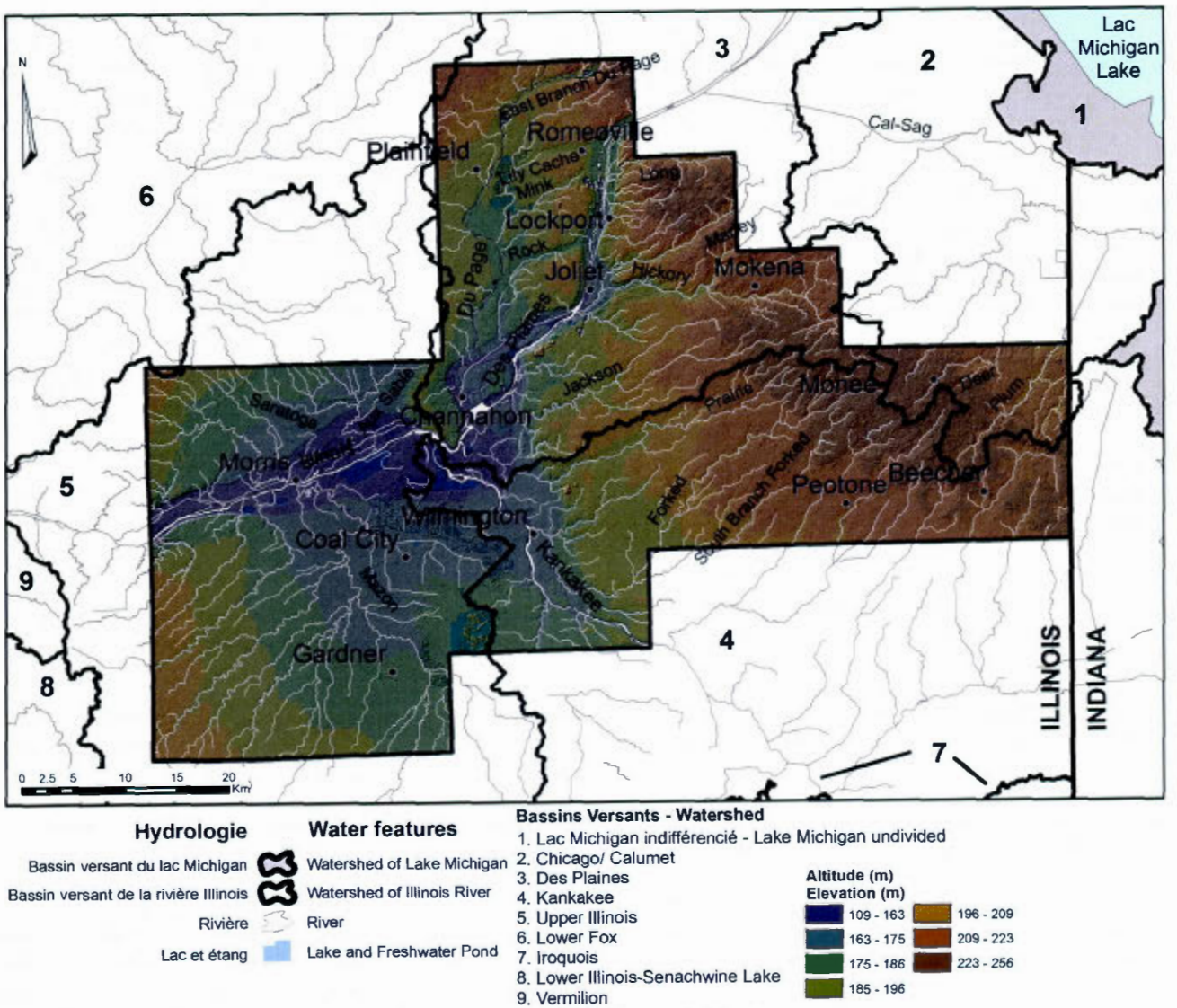


Figure 1.2 Bassins versants et réseau hydrographique du territoire à l'étude.

Watershed and hydrology of the study area.

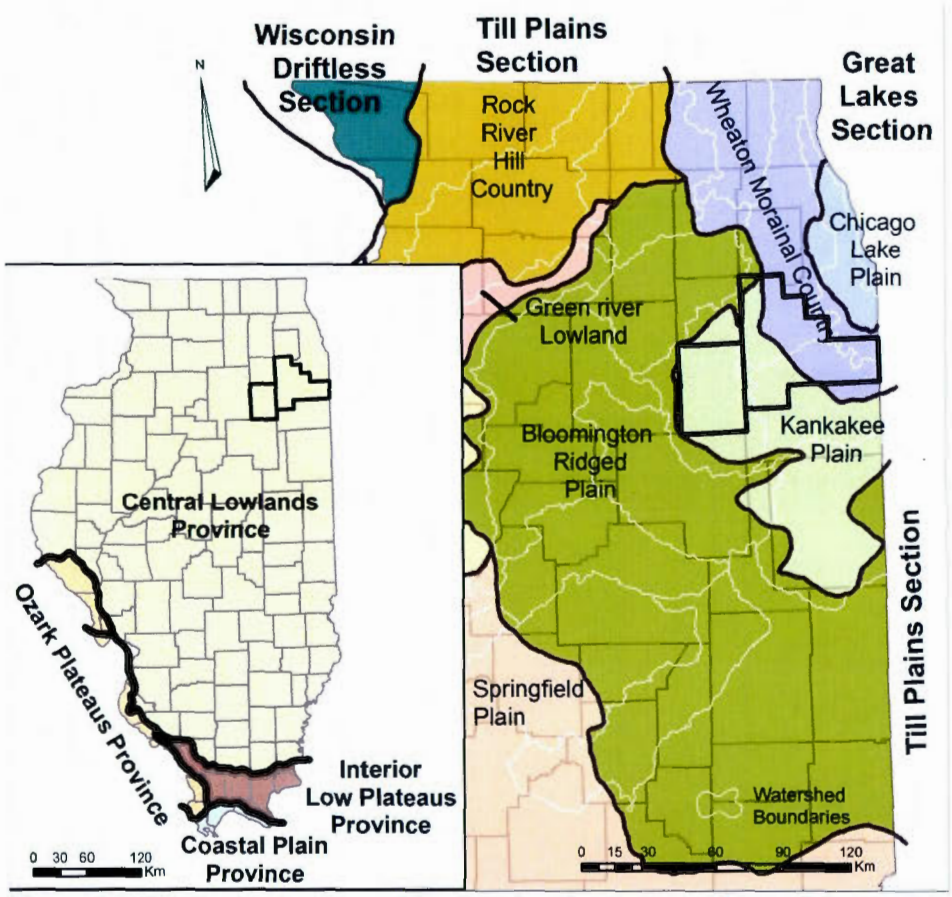


Figure 1.3 Provinces physiographiques et bassins versants du nord de l'Illinois (modifiée de Kolata & Nimz, 2010).

Illinois northern physiographic provinces and watersheds (modified from Kolata & Nimz, 2010).

1.4 Géologie

Le substrat rocheux de l'Illinois a été formé au Paléozoïque. La majorité des roches sédimentaires sont des dolomies, des calcaires et des grès qui forme un bassin d'une épaisseur qui varie de 610 m au nord et qui peut atteindre 6 096 m au sud (Kolata, 2010).

Les roches carbonatés des groupes de Platteville (Op) et Galena (Og), situées au nord du comté de Grundy, évoquent les épisodes d'invasion marine à l'Ordovicien moyen (*Ibid*; figure 1.4). Vers la fin de l'Ordovicien, les plaques tectoniques marginales subissent de la compression, de l'activité volcanique et des intrusions en raison de l'Orogénèse taconienne à l'est de l'Amérique du Nord (Kolata et Nelson, 2010). Le relèvement du continent et l'accélération de l'érosion des montagnes édifiées font en sorte qu'il y a un important transport de sédiments.

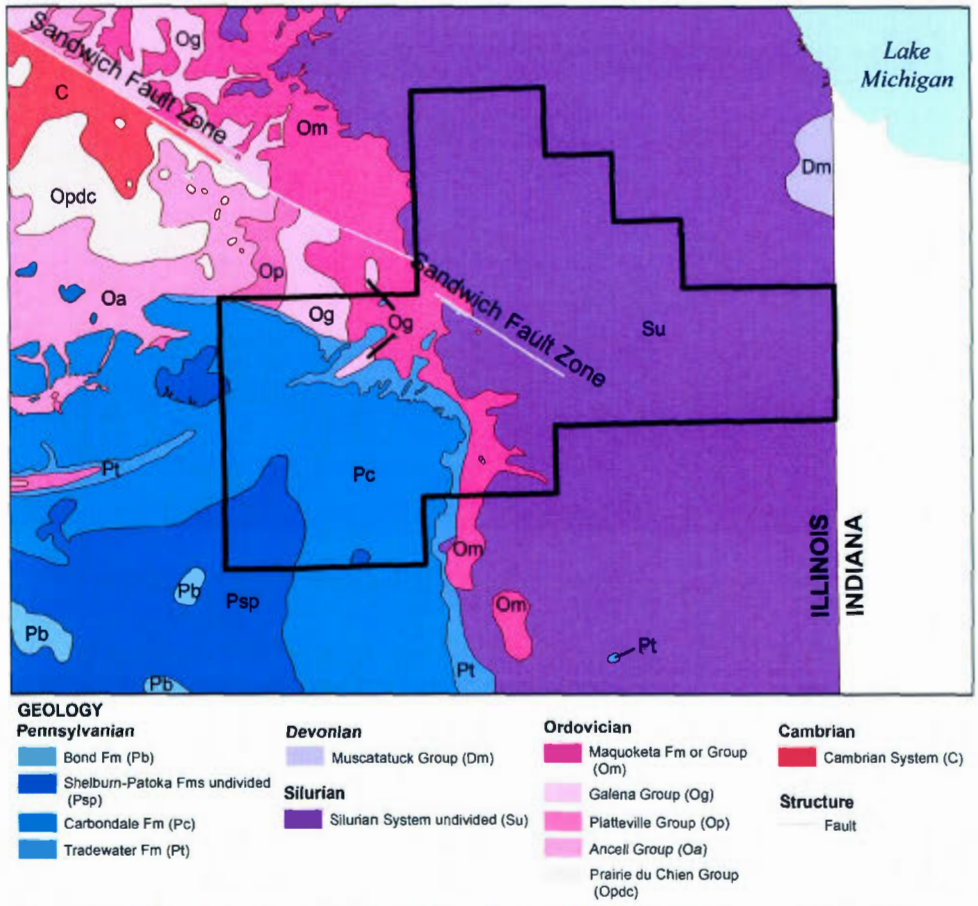


Figure 1.4 Géologie de la région à l'étude (modifiée de Kolata & Kimz, 2010).

Geology of study area (modified from Kolata & Kimz, 2010).

Le Groupe de Maquoketa (Om) de l'Ordovicien supérieur, situé près de la limite avec le comté de Grundy et le long de la rivière Kankakee, est le résultat des dépôts distaux sous-marins et des vastes deltas construits à ce moment (*Ibid*; figure 1.4). L'arche de Kankakee qui est situé au nord-est de l'Illinois s'est érigée durant la Période ordovicienne et constitue la division entre le bassin de l'Illinois et celui du Michigan (Nelson, 2010). Une glaciation a débuté vers la fin de l'Ordovicien qui s'est perpétuée jusqu'au début du Silurien (Mikulic *et al.*, 2010). Le changement glacio-eustatique associée à la déglaciation a entraîné une transgression marine. Une sédimentation à dominance carbonatée s'est alors produite dans les bassins du Michigan et de l'Illinois dans cette mer peu profonde.

La majorité du comté de Will est composé d'un substrat datant de cette période du Silurien (Système du Silurien; Su), et est constitué principalement de dolomies fossilifères qui incluent les dolomies non différenciées de Racine, Sugar Run, Joliet et Kankakee (*Ibid*; figure 1.4). La faille de Sandwich, située en partie dans le comté de Will, serait une des conséquences des déformations provenant de la formation de la Pangée, du Mississippien tardif jusqu'au Pennsylvanien récent (Kolata et Nelson, 2010).

Au début du Pennsylvanien, le niveau de la mer a fluctué plusieurs fois en raison de l'activité tectonique. C'est à ce moment que la Formation de Tradewater (Pt) s'est déposée ; elle est composée en majeure partie de grès et peut être observée dans les comtés de Grundy et Will (Nelson et Jacobson, 2010; figure 1.4). Au Pennsylvanien moyen tardif, l'activité tectonique s'est prolongée, mais moins intensément ce qui a permis la mise en place de charbon (lit de tourbe) et de calcaire notamment (*Ibid*). Ils correspondent à la formation de Carbondale (Pc) et au début de celle de Shelburn-Patoka (Psp), toutes deux présentent dans le comté de Grundy. Vers le Permien récent,

la tourbe a pu être enfouie assez profondément pour atteindre un stade de charbon bitumineux (*Ibid*).

1.5 Travaux antérieurs

Les travaux antérieurs servent de compte rendu pour exposer la diversité des études géomorphologiques de la région et sont présentés en trois sections. La première section regroupe les études régionales qui permettent de présenter le cadre stratigraphique régional. La deuxième section dresse un inventaire de travaux effectués dans les sous-régions avoisinant la région d'étude et la troisième section vise à présenter plus en détail les travaux en fonction de thématiques particulières de la géologie quaternaire.

1.5.1 Travaux à l'échelle de l'état de l'Illinois et des Grands Lacs

Whittlesey (1867, cité dans Kolata et Kimz, 2010) avance que les dépôts superficiels en Illinois et au Wisconsin se seraient mis en place par l'activité glaciaire plutôt que par des processus hydrologiques.

Chamberlin et Salisbury (1885 ; cité dans Kolata et Kimz, 2010) présentent une des première carte des dépôts superficiels[1] pour le nord-est des États-Unis. On y rapporte les moraines, les régions non englacées, les mouvements glaciaires, ainsi que les lœss.

Leverett (1896) rédige un chapitre concernant les ressources en eau pour l'ensemble de l'Illinois. Les dépôts de surface sont décrits avec la distribution des différents

1 Le terme « dépôts superficiels » a été utilisé pour remplacer et franciser le terme « drift ».

types de puits. Une description des dépôts superficiels, des tableaux de description de puits et l'épaisseur de matériel y est rapportée. On y retrouve une carte des dépôts pléistocènes de l'Illinois et de l'ouest de l'Indiana. Les dépôts superficiels sont localisés au nord-est de l'Illinois et au nord-ouest de l'Indiana. Le till est parfois entrecoupé par des crêtes morainiques. De ces dernières, on retrouve une division préliminaire des complexes morainiques de Marseilles et de Valparaiso.

Un rapport géologique pour l'ensemble de l'État de l'Illinois est exécuté par Leverett en 1899. Il présente l'histoire glaciaire en identifiant et en décrivant les principales formes glaciaires et postglaciaires telles que les moraines de Marseilles, Minooka et Valparaiso et les chenaux de drainages occupés aujourd'hui par les rivières Du Page, Des Plaines et Kankakee. Il mentionne la présence d'un lac proglaciaire dans le bassin de Kankakee. Dans le comté de Grundy et Will, les dépôts superficiels varient d'une épaisseur d'en moyenne 13 m (43 pi) dans les basses terres et peuvent atteindre plus de 31 m d'épaisseur (100 pi) sous les moraines dans les hautes terres. Les tills de Minooka et Valparaiso varient d'une épaisseur moyenne de 8 à 15 m (25 à 50 pi). Le nom de Valparaiso est suggéré par Wooster, dans un rapport manuscrit (cité dans Leverett, 1899), vue que la ville en Indiana s'est développée sur cette moraine.

À partir de nouvelles datations radiocarbones et des études stratigraphiques, Frye et Willman (1960) mettent en place une première classification du Stade Wisconsinien pour le LGLM en Illinois.

Willman, Glass et Frye (1963), en se basant sur la texture des tills en Illinois, ont différencié les lobes glaciaires selon leur provenance. Ils suggèrent une classification à partir de cinq provinces sources : au nord-ouest (glaciers de l'Iowa et du Missouri), au nord (Lobe de Green Bay), au nord-est (LGLM), à l'est (Lobe de Saginaw) et encore plus à l'est (Lobe du lac Érié).

En tenant compte des bases nationales émises en 1961 par l'*American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, Frye *et al.* (1968) élaborent la définition du Stade wisconsinien en prenant, comme références, les coupes types en Illinois pour chacune des périodes significatives.

Willman et Frye (1970) proposent une révision de la stratigraphie du Pléistocène de l'Illinois. La nomenclature et la chronologie (âges radiocarbones) des unités lithostratigraphiques sont notamment mises à jour. On y retrouve également une description de la composition typique des unités de till, ainsi que celle des formes glaciaires et postglaciaires. Une carte détaillée des moraines du Wisconsinien, avec les subdivisions du système morainique de Valparaiso à l'intérieur du comté de Will qui comprend, de l'ouest vers l'est, les moraines de West Chicago, Wheaton, Keeneyville, Westmont et Clarendon est également proposée.

Bier (1980) dresse la première carte géomorphologique de l'Illinois. Elle contient les divisions physiographiques du *Great Lake Section* pour le secteur étudiée. Les systèmes morainiques y sont illustrés ainsi que les vallées d'érosion fluviale majeures.

Schneider (1983) discute notamment de la formation d'Oak Creek dans le sud-est du Wisconsin qui est le Till de Wadsworth dans le nord-est de l'Illinois. Ils sont constitués par les sédiments du lac proglaciaire qu'il nomme Milwaukee, formé juste avant l'avancée du LGLM qui construira la Moraine de Valparaiso.

Curry et Follmer (1992) publient un article sur la transition interglaciaire et glaciaire en Illinois pour la période de 123 à 25 ka. Ils présentent trois types de divisions possibles pour cet intervalle. Les auteurs mettent en doute la validité de la méthode au radiocarbone pour les résultats obtenus sur du matériel riche en carbone organique

dont les âges sont plus anciens que 30 ka ^{14}C BP et priorisent, dans ces cas, l'analyse de fossiles.

Hansel et Johnson (1992) font une révision des anciennes classifications pour le Wisconsinien récent pour en proposer une nouvelle qui se divise en huit phases glaciaires, représentative des fluctuations du LGLM. Il s'agit, des plus anciennes aux plus récentes, les phases de Marengo, Shelby, Putnam, Livingston, Woodstock, Crown Point, Port Huron et Denmark.

Johnson *et al.* (1997), raffinent la chronologie du Quaternaire récent pour la région des Grands Lacs. Ils introduisent les termes d'Hudson pour l'intervalle interglaciaire actuel, de Wisconsin pour la dernière glaciation, de Sangamon pour le dernier interglaciaire et de l'Illinois pour l'avant-dernière glaciation, tout en considérant que leur utilisation sous forme d'adjectif est possible. Dans la classification diachronique, ils ajoutent les termes de sous-épisodes[2] d'Ontario, d'Elgin et du Michigan pour l'Épisode du Wisconsin, dans la région de l'est et du nord des Grands Lacs, ce qui représente approximativement le Wisconsinien inférieur, moyen et supérieur.

Karrow, Dreimanis et Barnett (2000) rassemblent les travaux sur la division des évènements pour le Quaternaire récent et présentent une classification qui regroupe la région à l'est et au nord des Grands Lacs. En corrélation avec l'article de Johnson *et al.* paru en 1997, cet ouvrage détaille la classification du Quaternaire pour l'ensemble des Grands Lacs, comme illustré à la figure 1.5.

La modernisation de la carte de dépôts superficiels de l'Illinois est faite par Stiff (2000) basée sur celle de Hansel et Johnson (1996).

2 Afin de conserver la conformité régionale de la nomenclature, nous avons choisi de conserver la terminologie anglophone issue de la littérature. Ainsi, le terme « épisode » équivaut à « étage » en français, tout comme « sous-épisode » équivaut à « sous-étage ».

Hudson Episode[b]		
Wisconsin Episode[b]	Michigan Subepisode[b]	Driftwood Phase
		Abitibi Phase[a]
		Marquette Phase[a]
		Gribben Phase[a]
		Onaway Phase[a]
		Two Creeks Phase
		Port Huron Phase
		Mackinaw Phase
		Port Bruce Phase
		Erie Phase
		Nissouri Phase
	Elgin Subepisode[b]	Farmdale Phase
		Brimley Phase[a]
		Port Talbot Phase
	Ontario Subepisode[b]	Guildwood Phase
		Willowvale Phase[a]
		Greenwood Phase[a]
	Sangamon Episode[b]	
Illinois Episode[b]		

[a] New names.
[b] Johnson *et al.* (1997).

Figure 1.5 Classification diachronique temporelle et évènementielle du Quaternaire récent pour le nord et l'est de la région des Grands Lacs (Karrow, Dreimanis et Barnett, 2000, p.4).
Late-Quaternary diachronic time and event classification for the northern and eastern Great Lakes region (Karrow, Dreimanis et Barnett, 2000, p.4).

Curry et Grimley (2001) produisent une affiche contenant une carte et un texte explicatif sur la géologie de surface des quadrilatères du Nord de Beecher Ouest et du Sud de Steger dans le comté de Will. Leur interprétation est principalement basée sur une carte des sols de 1962 et des vérifications ponctuelles sur le terrain.

Patterson *et al.* (2003) font la comparaison des formes glaciaires, laissées par les lobes glaciaires de l'Inlandsis laurentidien, dans les États de l'Illinois, de l'Iowa, du Minnesota et du Wisconsin. En Illinois, on rapporte des tills avec des lits uniformes résultant d'un substrat à lits déformés. Ils suggèrent que ce phénomène est associé à l'existence d'une glace contenant peu de débris, ce qui aurait engendré une faible

quantité de forme de contact et de dépôts supraglaciaires tels que les kettles qui eux, se produisent avec une glace en décrépitude contenant beaucoup de débris.

Hansel et McKay (2010) présentent les mises à jour de l'histoire glaciaire de l'Illinois et notamment, l'interprétation de la dynamique des lobes glaciaires par les formes spécifiques de la région telles que les drumlinoides et les complexes morainiques.

Curry, Grimley et McKay (2011) présente les âges radiocarbones de références pour les différentes unités diachroniques, ainsi qu'une révision de la distance parcourue par le LGLM durant le Sous-épisode du Michigan.

1.5.2 Travaux à l'échelle de sous-régions de l'Illinois

Leverett (1897) fait une description des systèmes morainiques de la région de Chicago, dont celui de Valparaiso. Il considère que les tributaires des rivières Des Plaines et Kankakee ont probablement permis d'évacuer les eaux de fonte glaciaire. Un des cas précis observé est la relation spatiale entre l'altitude d'anciens chenaux des rivières Du Page et Des Plaines. Les trois vallées abandonnées qui relient ces deux rivières et incisent la Moraine de Rockdale sont d'altitudes différentes (du nord au sud, environ 184,4 m, 189 m et 175,3 m) et marqueraient les différents stades d'écoulement de l'eau de fonte du LGLM ayant formé le complexe morainique de Valparaiso. Leverett introduit le terme « Lac Chicago » pour décrire le lac glaciaire ayant subsisté dans la partie méridionale du lac Michigan et dont le drainage était vers le sud. Son exutoire, l'Exutoire de Chicago (*Chicago outlet*), a été incisé dans la Moraine de Valparaiso. Les nombreuses terrasses dans la vallée de la rivière Des Plaines seraient dues aux différentes variations du niveau d'eau du lac glaciaire.

Alden (1902) produit un rapport géologique de la région de Chicago pour les comtés

de Cook, Du Page et Will dans un atlas géologique des États-Unis. On y répertorie les stries glaciaires, l'histoire glaciaire correspondant à la Moraine de Valparaiso et de l'Exutoire de Chicago. Une carte de la géologie des formations superficielles illustre une section au nord-est du comté de Will où la vallée de la rivière Hickory est visible. Le fond de la vallée est recouvert de sable et gravier d'âge pléistocène ou la rivière s'écoule parfois directement sur le substrat rocheux. Le reste du secteur est composé de sédiments pléistocènes, en majeure partie, des dépôts superficiels définis comme étant des " bowlder clay " (Alden, 1902) et en couverture négligeable, de la tourbe et des sols organiques.

En 1909, Goldthwait explore tous les constituants physiques de la vallée de la rivière Des Plaines. Il analyse les différentes sections des moraines de Valparaiso et de Minooka puis la construction du réseau fluvial du bassin. Quelques cartes illustrent différentes étapes de l'histoire quaternaire de la région de Chicago. Une carte représente les moraines et les limites de la glaciation [Illinoienne, non défini à ce moment] en Illinois et la section ouest de l'Indiana. Une deuxième carte présente les mêmes éléments, mais elle représente le sud de la rivière Des Plaines et les moraines de Minooka et de Valparaiso qui inclut la moraine de Rockdale. Une série de cartes illustre une partie du Lac Chicago pour ses trois phases différentes : Glenwood, Calumet et Toleston. Finalement, une figure représente ces deux premières phases en illustrant le Lac Chicago en entier avec la position du LGLM.

Fisher (1925) dépose un rapport détaillé sur le quadrilatère de Joliet. Il fait mention du Lac Illinois, nommé par Leighton (S.D.), un lac glaciaire à 182,9 m (600 pi) d'altitude, plus étendu que celui de Morris. Sa limite ouest est la Moraine de Bloomington et sa limite est n'est pas connue. Toutefois, ce lac aurait pu s'étendre jusqu'aux environs de Joliet. Il localise et décrit les moraines de Valparaiso, de

Minooka et Rockdale. Ces deux dernières sont similaires au niveau de leur texture et de leur altération. Selon Fisher (1925), une des deux terrasses de la rivière Long serait associée au Lac Chicago.

De 1930 à 1932, Bretz (1939) publie une série de cartes (1 : 24 000) de dépôts de surface pour la région de Chicago et ses périphéries, dont deux englobent le nord-est de Will avec les quadrilatères de Mokena et Tinley Park. On y distingue les moraines de Tinley et de Valparaiso, sans ses subdivisions, des dépôts lacustres et des dépôts de contact glaciaire dans le fond des vallées fluviales.

Krumbein (1933) conclut, à partir de la variation de la texture et de la lithologie du till en Indiana, Illinois et Michigan, que le till n'est pas aussi hétérogène que ce qui a été suggéré antérieurement. Cependant, la composition du till (texture et lithologie des clastes) peut varier localement en fonction des conditions de drainage de la marge glaciaire et par l'incorporation de sédiments non consolidés sous la glace.

Pour les quadrilatères de Marseilles, Ottawa et Streator, le bulletin de Willman et Payne (1942) offre une description de la vallée de la rivière Illinois ainsi que de ses principaux tributaires (rivières Kankakee et Des Plaines), les formes glaciolacustres (les lacs glaciaires Wauponsee, Morris et Cryder seront détaillés à la section 1.3) et les formes glaciaires (moraines de Valparaiso, Minooka, Rockdale et Tinley). Ils proposent deux taux de retrait de la glace basés sur la méthode de comptage des sédiments rythmés des lacs proglaciaires sur une distance totale de 1 500 km. Le taux de retrait est mesuré à 0,4 km par an (1 mile par 2,25 ans) à partir de la moraine terminale jusqu'à 1 200 km et le taux de retrait est de 0,08 km par an (1 mile par 21 ans) sur la distance résiduelle de 300 km (*Ibid*, p.206).

Un dossier synthèse de Horberg (1953) contient la mise à jour des dépôts pléistocènes

de la région du nord-est de l'Illinois. Il définit la méthode de différentiation des unités de dépôts superficiels en six étapes : (1) identification des zones d'altération, (2) identification du matériel organique, (3) identification de lœss ou de silt fossilifère, (4) position relative des lits altérés et organiques, (5) succession stratigraphique de la nature du dépôt et (6) différences dans les propriétés physiques des dépôts superficiels.

En 1955, Bretz publie la suite de ses travaux de 1930-1933 sur la région de Chicago. Il établit le premier cadre stratigraphique de la région. On y présente l'évolution du drainage préglaciaire et glaciaire pour chacune des rivières. Au nord du comté de Will, certains eskers d'environ 1 km de longueur ont été documentés sur la Moraine de Valparaiso. Les dépôts fluvioglaciaires tels que les kames, les terrasses de kames et les eskers antérieurs à la Moraine de Valparaiso situées dans les vallées des rivières Des Plaines, Hickory et Marley, notamment, permettent d'étudier la succession des unités associées à la formation de cette moraine. On y fait la description des dépôts du Lac Chicago et de sa dynamique.

Schneider et Need (1985) discutent du Lac Milwaukee, un lac proglaciaire, situé à la limite nord-est de l'État, précédant la formation du système morainique de Valparaiso. Les moraines de ce système ont pour matériel parental les dépôts lacustres de ce lac.

Un rapport d'excursion, édité par Hansel et Johnson (1986), documente les évènements de l'Exutoire de Chicago. Ils estiment que le chenal aurait une origine sous-glaciaire.

L'avancée des connaissances sur la lithologie, la distribution et la corrélation des sédiments a permis à Hansel et Johnson (1996) de classifier les dépôts de la glaciation

Wisconsinienne à partir des bases émises par Willman et Frye (1970). Leur classification se divise en deux grands groupes. Le Groupe de Wedron réunit les sédiments non stratifiés. Le Groupe de Mason correspond aux sédiments stratifiés. Ces groupes se subdivisent en formation puis en membre. Ce rapport compare les unités géochronologiques, chronostratigraphiques et diachroniques du Lobe du lac Michigan.

Dans la région centrale de l'Illinois, Johnson et Hansel (1999) tentent de comprendre l'origine de l'uniformité des tills, en comparant les études sur les glaciations anciennes avec les études concernant les glaciers actuels. Ils illustrent l'aspect des moraines terminales et de fond du Wisconsinien à l'aide de profils topographiques et stratigraphiques.

Moshier et Greenberg (2011) publient un guide d'excursion dans les comtés où se situent les rivières Fox, Illinois et Vermillon. Le développement de ces rivières découle de la force érosive du Torrent de Kankakee qui aurait incisé le roc pour former l'écoulement actuel de la rivière Vermillion. Entre 14 et 4 ka ^{14}C BP, le drainage des lacs Chicago et Nipissing aurait contribué à creuser la vallée de la rivière Illinois.

Un rapport d'excursion de Curry (2015) pour la région du nord-est de l'Illinois présente les sédiments quaternaires et les principales unités stratigraphiques. Chacun des évènements est décrit en débutant par l'Épisode Pré-Illinoien jusqu'à la période actuelle. Le Sous-épisode du Michigan de l'Épisode du Wisconsinien est détaillé avec toutes ses phases dont certaines sont illustrées avec la position probable du LGLM par rapport aux moraines. Un des apports de ce rapport est la révision et l'introduction de nouveaux âges ^{14}C calibrés.

Caron et Phillips (2015) mettent à jour la carte de dépôt de surface du quadrilatère de Frankfort, dans le comté Will, qui est centrée sur le système morainique de Valparaiso. Les dépôts de surface s'y seraient mis en place lors du Wisconsinien, entre 22,5 et 16 ka cal BP environ. Cette mise à jour rapporte, entre autres, l'étendue des sédiments glaciolacustres qui ont été déposés suite à l'obturation de l'eau de fonte par les moraines lors des phases du retrait glaciaire. Ils se localisent dans les dépressions longilignes du système morainique de Valparaiso.

Caron (2016) fait la mise à jour de la carte des dépôts de surface du quadrilatère de Mokena et identifie trois diamictons, soit les membres de Yorkville et Haeger de la Formation de Lemont et la Formation de Wadsworth. Il fait la découverte d'une vallée enfouie au nord-est de Joliet sur une longueur d'environ 16 km avec un dénivelé de plus de 45 m. Il note la présence de sédiments glaciolacustres de la Formation d'Equality au nord-est, dans les dépressions allongées incisées dans le système morainique de Valparaiso.

1.5.3 Le lobe glaciaire du lac Michigan, le Torrent de Kankakee et les lacs glaciaires Wauponsee, Morris et Cryder

Le paysage actuel du nord-est de l'Illinois représente un héritage de la déglaciation et peut être décrit par les dynamiques du LGLM, du Torrent de Kankakee et des lacs glaciaires du Lac Wauponsee, Morris et Cryder.

Le lobe glaciaire du Michigan

En combinant la datation radiocarbone, aux caractéristiques morphostratigraphiques, et aux évidences ou à l'absence d'une faune et d'une flore, Frye et Willman (1973) reconstruisent la paléogéographie du Wisconsinien en Illinois. Ils font une

approximation du taux de retrait de la glace durant le Woodfordien. À partir de son maximum à 1 287 km (800 milles) du littoral du lac Michigan, à la Moraine de Shelbyville, ils estiment un taux de fluctuation de la marge lors des pulsions du Woodfordien à 457 m (1 500 pi) par année.

Les caractéristiques physiques du LGLM sont présentées par Colman *et al.* (1994) qui l'associent à une glace mince et instable. Leur réflexion se base sur la déformation viscoélastique du matériel en raison des variations dans le poids de la glace puis sur le taux de relèvement isostatique au sud du lac Michigan.

Kehew *et al.* (2005) se prononcent sur les causes d'un écoulement rapide du LGLM en prenant en compte l'écoulement des lobes de Saginaw et d'Huron-Érié. Les caractéristiques morphologiques et sédimentaires de quatre moraines au Michigan, dont les moraines de Valparaiso et de Lake Border, sont évaluées afin de justifier les mécanismes complexes et variables de l'écoulement glaciaire aux bordures sud-est du lac Michigan.

Curry *et al.* (2014) considèrent que la différence d'ajustement isostatique pour un bassin lacustre spécifique a pu avoir un contrôle sur sa dynamique de débordement. Selon eux, à 22 ka cal BP, les exutoires du Lac Wauponsee étaient initialement plus bas (âge approximatif de la formation du complexe morainique de Marseilles) et vers 10 ka cal BP, tous les sites auraient subi un relèvement d'environ 55 m, suivi d'une subsidence à l'Holocène.

Caron et Curry (2018) élabore un guide d'excursion qui met à jour, entre autres, le diagramme de temps calibré par rapport à la distance parcourue par le LGLM qui précise l'âge des systèmes morainiques et du Torrent de Kankakee (18,9 ka cal BP),

notamment.

Le Torrent de Kankakee et les lacs glaciaires Wauponsee, Morris et Cryder

Leverett (1897) souligne la présence de plages aux altitudes de 167,6 et 170,7 m (550 et 560 pi) et d'érosion fluviale qui seraient antérieures à l'Exutoire de Chicago à l'ouest du bassin de Morris.

Dans la région de Marseilles, d'autres plages, à des altitudes de 198,1 m (650 pi), évoqueraient, selon Goldthwait (1909), l'altitude maximale atteinte par ce lac. Les incisions du chenal, près de Marseilles, à 170,7 m d'altitude (560 pi), évoqueraient un niveau inférieur du même lac.

Culver (1922) caractérise les différents dépôts du quadrilatère de Morris, dans le comté de Grundy, en fonction de l'altitude. Il nomme le Lac Morris aux altitudes de 170,7 m (560 pi) et le Lac Cryder aux altitudes de 164,6 m (540 pi). Ces lacs proviendraient de l'accumulation de l'eau de fonte à l'est, bloqués à l'ouest par la Moraine de Marseilles. Il soulève la difficulté de déterminer les limites des dépôts des lacs et de localiser leur terrasse en raison de leur érosion, leur modification par l'action éolienne et par l'agriculture. Les sédiments associés à ces lacs ont aussi été observés dans le comté de Will. Une des formes sableuses et sinueuses observées au nord de Coal City suggère que le lac s'apparenterait plutôt à une large rivière à faible pente.

Dans la vallée de Kankakee, Ekblaw et Athy (1925) observent des barres fossiles torrentielles à matrice grossière et une large étendue de till érodée qui mettent en évidence que les eaux de fonte des lobes glaciaires du lac Michigan, de Saginaw et d'Érié ont engendré un torrent qu'ils définissent comme le Torrent de Kankakee.

L'eau de fonte aurait envahi la dépression entre la Moraine de Marseilles et les autres ceintures morainiques à l'est. Le chenal principal n'aurait pas été assez compétent pour supporter l'apport en eau venant du Torrent de Kankakee. Il se serait transformé en rivière anastomosée une fois que le courant aurait diminué d'intensité.

Dans le quadrilatère de Herscher dans le comté de Kankakee au sud de Will, Athy (1928) note la présence d'un lac à une altitude de 182,9 m (600 pi) qui aurait existé durant et à la suite du retrait de la glace de Marseilles. Lors du stade maximal du Torrent de Kankakee, ce qui correspondrait au retrait de la glace de Valparaiso, l'incapacité du bassin de Morris à évacuer l'eau du torrent a permis au niveau d'eau d'atteindre une altitude de 195,1 m (640 pi). Les formes et processus liés à ce torrent ne sont pas observés au-dessus de 198,1 m (650 pi). Sous cette limite, le roc est apparent et lessivé. On observe aussi des barres, du sable, du silt, des blocs et des chenaux abandonnés. Au-dessus de cette limite altitudinale, la topographie est typique de la région et morainique, à l'exception des régions où des dunes sont présentes. Dans le quadrilatère étudié, le torrent est décrit comme un " great lacustral river " (Athy, 1928, p.91) puisque sa puissance aurait été concentrée au centre, mais plus diffuse sur les berges. Une altitude de 170,7 m a été observée sur un des tributaires, Horse Creek, de la rivière Kankakee. Athy (1928) l'associe à la Phase de Morris dans le bassin de Morris. À ces mêmes altitudes, des lits deltaïques sont aussi observés au nord-ouest du comté de Kankakee.

Willman et Payne (1942) introduisent officiellement le terme du Lac glaciaire Wauponsee pour désigner l'entité lacustre regroupant les eaux de fonte provenant des glaciers au Wisconsin et en Illinois et qui s'écoulaient par les rivières Des Plaines et Fox qui se seraient joints au Torrent de Kankakee. Selon les auteurs, ce lac était localisé dans les vallées des rivières Illinois, Kankakee et Des Plaines, entre les

moraines de Marseilles et Minooka. Le bassin du Lac Wauponsee aurait atteint une altitude maximale et temporaire à 198,1 m (650 pi). La majorité des sédiments de la plaine du Lac Wauponsee sont lacustres, spécialement sous l'altitude de 189 m (620 pi) (*Ibid*). Un deuxième niveau d'eau a été observé avec des plages à 170,7 m, ce qui correspond à l'altitude maximale du Lac Morris et son niveau maximal a été observé à 164,6 m dans les incisions de la Moraine de Marseilles. Willman et Payne (1942) ont aussi observé une plage avec des altitudes qui varient de 166,1 à 167,6 m qu'ils associent au Lac Cryder. Cette plage serait associée au drainage du Lac Chicago et est présente du côté nord et sud de la rivière Illinois. Les auteurs désignent le Lac Cryder comme étant une " lacustrinal river " (Willman et Payne, 1942, p.227) tout comme Chamberlin (1883) décrivait le Torrent de Kankakee.

Willman et Frye (1970) avancent que les vallées déjà existantes et les exutoires incisés dans les moraines n'étaient pas adéquats pour drainer les eaux de fonte des lobes glaciaires de Saginaw, d'Érié et du Michigan. Cette quantité d'eau aurait engendré un débordement, par le Torrent de Kankakee, dans les plaines adjacentes et la création de lacs tels que Wauponsee, mais aussi les lacs Watseka, Pontiac et Ottawa. Lorsque le niveau d'eau a diminué, la rivière résultante aurait eu un courant assez puissant pour éroder la vallée de la rivière Illinois au niveau du roc et déposer des blocs.

Selon la carte du nord-est de l'Illinois de Willman (1971), le Lac Wauponsee s'étendait à l'est jusqu'à la Moraine de Wilton Center. Le niveau maximal d'eau de ce lac aurait était de 198,1 m (650 pi). La formation des lacs Morris et Cryder proviendrait de l'eau de fonte du LGLM et correspondrait à des phases lacustres distinctes de celle du Lac glaciaire Wauponsee. Les eaux déchargées du LGLM, à partir de l'Exutoire de Chicago, se seraient écoulées le long des rivières Du Page et

Des Plaines et auraient submergé le bassin de Morris une seconde fois. Le Lac Morris a atteint une altitude de 170,7 m alors que le Lac Cryder s'élevait à 164,6 m.

Selon Curry *et al.* (2011), entre 20,5 et 18 ka cal BP, aucune évidence d'une activité de la marge glaciaire du LGLM n'est observée. En revanche, un écoulement d'eaux de fonte d'une grande ampleur se met en place au nord-est de l'Indiana, le long de la rivière Kankakee, ce qui provoque l'incision des moraines.

Curry *et al.* (2014) affirment que l'eau de fonte des lobes glaciaires du lac Michigan, Saginaw et Huron-Érié s'écoulait initialement le long de la rivière Wabash, en Indiana, vers 19 ka cal BP et qu'elle s'est ensuite écoulée vers l'Illinois permettant d'approvisionner le torrent de Kankakee et de créer le Lac Wauponsee. Curry *et al.* (2014) localisent les trois exutoires qui ont permis le drainage de ce lac : le premier étant le chenal de Newark (197,8 m), le deuxième est celui de complexe de chenaux d'Oswego (altitude de 180 à 196 m) et le dernier, le chenal de Marseille, avec une altitude non discernable puisqu'il a été érodé postérieurement. Ils suggèrent que les lacs glaciaires Morris (Terrasse de Willow) et Cryder ont atteint les altitudes de 174 et 166.1 m respectivement.

Dans Curry (2015), les auteurs notent que dans le comté de Kendall, au nord de la rivière Illinois, on trouve des lits rythmés d'argile silteuse, de loam et de silt d'une épaisseur qui peuvent atteindre 10 m qu'ils associent au Lac glaciaire Wauponsee. Ils proposent que l'âge correspondant à la base du chenal de drainage d'Oswego de ce lac soit de 18,9 ka cal BP, ce qui correspondrait aussi à l'âge minimal pour le Torrent de Kankakee.

La diversité des études présentées dans les travaux antérieurs permet de constater que la géomorphologie glaciaire de Will est complexe malgré la simplicité topographique

du paysage. Les données LiDAR ont un grand niveau de détail qui est d'autant plus nécessaire pour raffiner l'interprétation et mettre à jour la géomorphologie de surface.

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre présente les technologies et méthodes utilisées dans ce mémoire. La première section traite des outils géomatiques, tels que le LiDAR et le MNT ainsi que des analyses effectuées. La deuxième section décrit les deux campagnes de terrain réalisées en 2014 et en 2016. La dernière section définit les méthodes de références utilisées pour présenter les âges.

2.1 Outils géomatiques

2.1.1 LiDAR

Les données LiDAR (*Light Detection and Ranging*) permettent d'acquérir de manière précise des points d'altitude. Les données LiDAR du comté de Will sont de type aéroporté et contiennent deux points par mètre carré. Elles ont été collectées avec des espacements nominaux par pulsation de 0,7 m pour le comté de Will (IHMP, ISGS et IDT, 2015). Le jeu de données LAS (*Laser File Format Exchange Activities*) est sous forme de nuage de point qui est ensuite calibré et groupé en 10 classes selon différentes analyses, calculs et méthodes de validation (voir tableau 2.1). La classe 2

de point est extraite des données LAS et correspond aux altitudes du terrain. Une vérification manuelle de la surface du sol à nu est faite, spécialement pour ce type de catégorie, pour assurer la justesse de la classification. L'exploitation des données LiDAR est essentielle pour interpréter les formes de terrain puisque le relief de la région à l'étude présente des altitudes faibles avec peu de variations.

Tableau 2.1 Classification des données LiDAR (tiré de IHMP, ISGS et IDT, 2015).
Classification of LiDAR data (from IHMP, ISGS et IDT, 2015).

Code	Classifications
Class 1	Unclassified - Non classé
Class 2	Ground / bare-earth - Sol
Class 3	Low Vegetation - Faible couvert végétal
Class 4	Medium Vegetation - Couvert végétal moyen
Class 5	High Vegetation - Fort couvert végétal
Class 6	Buildings - Cadre bâti
Class 7	Noise/Low Points - Interférence
Class 8	Model Keypoints - Grand axe du modèle
Class 9	Water - Eau
Class 10	Ignored Ground/Breakline proximity - Seuil de proximité

2.1.2 Modèle numérique de terrain

Ces données d'altitude de classe 2 ont été converties en Modèle Numérique de Terrain (MNT ou *Digital Terrain Model* (DTM)) qui est le médium utilisé pour l'analyse géomorphologique de la région étudiée. La résolution des données a une précision définitive de 0,6 m^2 pour un pixel. La version 10.3 d'ArcGIS est le logiciel utilisé pour la visualisation, les analyses et les mesures des données issues des systèmes d'information géographique (SIG).

2.1.3 Ombrages

De multiples ombrages ont été conçus comme base pour interpréter et cartographier les formes glaciaires et postglaciaires. La fenêtre *Image analysis* dans ArcGIS est l'outil utilisé pour la conception de ces rasters. Les ombrages mettent en évidence les reliefs créés à partir des données d'altitude du MNT en utilisant l'angle d'une source d'éclairage (ESRI, 2017). La gestion du jeu d'ombrage est adaptée au relief du lieu d'étude. Un contraste élevé et une luminosité faible permettent ainsi d'avoir une bonne vision du lieu d'étude avec des teintes grises. Un assemblage de quatre ombrages, avec des niveaux de transparence, fait ressortir les détails du relief. Chacun de ces ombrages a un azimut unique (voir chapitre 4). Tout dépendant du secteur cartographié, l'agencement des ombrages peut être modifié pour obtenir l'image du relief la plus contrastée (figure 2.1). Une dernière étape consiste à superposer le MNT, élaboré avec une sélection de couleur, avec une légère transparence, variant en fonction de l'altitude, sur le jeu d'ombrage.

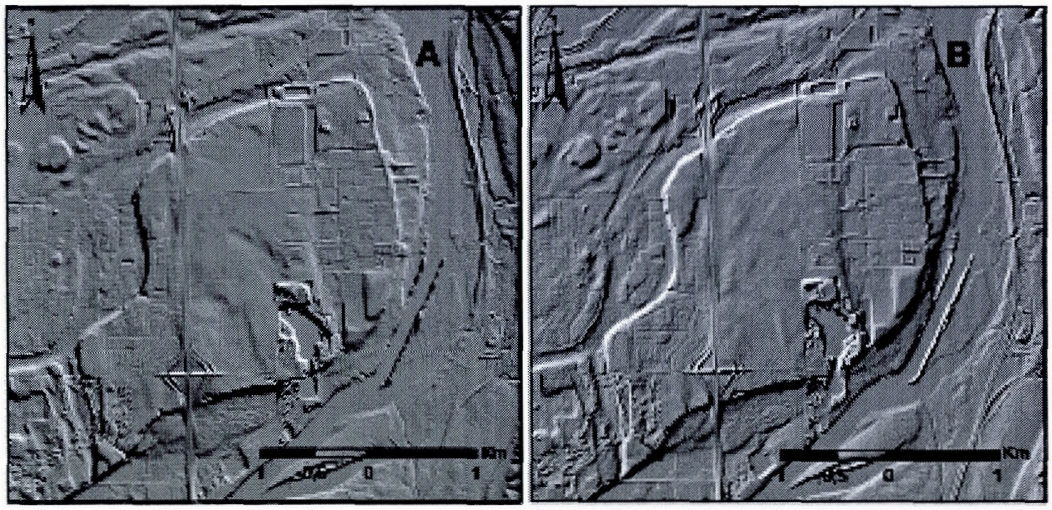


Figure 2.1 Illustration du contraste entre les ombrages avec les azimuts de 030° (A) et de 315° (B).
Illustration of disparity between hillshades of 030° (A) and 315° (B) azimuths.

2.1.4 Analyses géomorphologiques

L'analyse géomorphologique effectuée des formes glaciaires et postglaciaires et des terrasses lacustres est basée sur leur dimension (longueur, largeur, hauteur), leur morphologie, leur altitude, leur orientation et leur relation spatiale. L'interprétation géomorphologique basée sur le MNT, malgré la précision de ce dernier, peut parfois être subjective lorsque les différences d'altitude sont faibles. Aussi, nous avons utilisé l'outil *3D Analyst* afin de créer instantanément des profils topographiques pour mieux discerner les reliefs et permettre une meilleure analyse géomorphologique.

L'identification des formes est basée sur l'approche génétique (Benn et Evans, 2010). Cette approche consiste à déterminer la nature des formes selon leur développement et l'environnement de leur mise en place plutôt qu'uniquement en fonction de leur aspect textural, qui serait dans ce cas-ci, l'approche lithologique. L'approche génétique est donc plus complète puisqu'elle tient compte à la fois de la lithologie et de l'origine des dépôts. La symbologie utilisée pour représenter les formes identifiées a été inspirée des légendes de la Commission géologique du Canada et celle des États-Unis et a été adaptée à l'échelle du 1 : 60 000 (Parent, Paradis et Boivin, 2010 ; FGDC, 2006).

L'analyse des paléorivages des lacs Morris et Cryder est présentée au chapitre 4. Elle a été faite dans le but d'obtenir les taux de redressement glacio-isostatiques et identifier les combinaisons de terrasses probables pour ces paléorivages. On y retrouve la création d'une surface de tendance et l'estimation du taux de redressement. L'étendue couverte par les lacs glaciaires Morris et Cryder étant plutôt faible, quelques centaines de kilomètres carrés, nous avons jugé adéquat d'utiliser une analyse de tendance linéaire. Le calcul du redressement glacio-isostatique a donc été évalué en utilisant l'estimation polynomiale d'ordre 1.

Les différentes étapes effectuées dans ArcGIS afin de traiter la répartition spatiale des données d'altitude des paléorivages selon la tendance obtenue (orientation) sont détaillées en annexe A.

2.2 Campagnes de terrain

Les travaux de terrain ont été réalisés en deux temps. La première campagne de terrain s'est déroulée à l'été 2014 (5 au 23 août). Elle avait comme objectif principal de valider l'interprétation préliminaire des formes identifiées sur le MNT LiDAR. Cette visite en Illinois a aussi permis de compléter la recherche documentaire, certains ouvrages étant difficilement accessibles.

La deuxième campagne de terrain s'est déroulée au printemps 2016 (16 au 19 avril). L'objectif était de valider la présence des terrasses glaciolacustres identifiées dans le bassin de Morris. Nous avons alors complété leur description et estimé leur degré d'altération par les activités humaines. Une conférence (Desrochers *et al.*, 2016) présentant les résultats préliminaires tirés de l'analyse de ces terrasses a aussi été donnée lors de cette seconde visite.

2.3 Datations

2.3.1 Calibration des âges au radiocarbone en âges calendaires

Les âges radiocarbones ont été calibrés avec le logiciel *Calib 7.1* qui contient la base de données référentielle pour les données terrestres IntCal 13 (Stuiver *et al.*, 2015). Pour les intervalles généraux d'âges radiocarbones où la déviation standard n'est pas fournie, les âges ont été calibrés grâce à la courbe de calibration au radiocarbone de

Fairbanks *et al.* (2005), *Fairbanks0107*.

2.3.2 Provenance des datations par le radiocarbone et par la luminescence optique

Plusieurs âges donnés au chapitre 4 ont été fournis par l'ISGS afin de préciser la chronologie des événements paléogéographiques décrits dans ce mémoire et n'ont pas été publiés à ce jour. Par souci d'éthique, nous présenterons les références pour les préparations et les laboratoires ayant contribué aux analyses.

La préparation des échantillons pour la datation radiocarbone par la spectrométrie de masse par accélérateur (SMA ou *Accelerator Mass Spectrometry* (AMS)) est basée sur les procédures du ISGS de Wang *et al.* (2010) et celle de Xu *et al.* (2007). Les échantillons ont été analysés par le laboratoire *Keck Carbon Cycle AMS* de l'Université de California-Irvine.

Les échantillons pour la datation par luminescence optique (*Optically Stimulated Luminescence*, OSL) ont été préparés selon les méthodes de Gilmore (2008) et de Murray et Wintle (2000). L'utilisation de la méthode de datation OSL est pertinente puisqu'elle permet de dater des sédiments dépourvus de matériel organique. De plus, les sédiments de base pour faire la datation sont les sédiments sableux d'origines diverses (éolien, deltaïque, littoral, fluvial, etc.), particulièrement les dépôts d'épandage proglaciaire qui sont abondants dans le comté de Will (Caron et Curry, 2018).

CHAPITRE III

GÉOMORPHOLOGIE DU COMTÉ DE WILL ET PALÉOGÉOGRAPHIE RÉGIONALE

Ce chapitre présente une description des formes glaciaires, fluvioglaciaires et postglaciaires basée sur l'interprétation du MNT LiDAR. La carte représentant ces formes se trouve à l'annexe B. L'organisation de cette section suit la chronologie de leur mise en place. Un portrait régional de l'histoire glaciaire de cette région, dans laquelle s'insère l'étude des lacs Morris et Cryder, y est présenté.

3.1 Géomorphologie du comté de Will

3.1.1 Formes glaciaires

Deux types de formes glaciaires ont été identifiés : les formes profilées (drumlinoides) et les crêtes morainiques.

3.1.1.1 Formes profilées

Seulement une dizaine de drumlinoides ont été observés ; ils sont groupés et localisés entre 3,5 et 7 km au nord de Plainfield, de part et d'autre de la rivière Du Page (figure 3.1). Leur longueur varie entre 545 m et 3,6 km ; leur largeur est d'environ 240 m et leur hauteur moyenne est de 2,4 m. Les dix formes fuselées ont une orientation nord-est sud-ouest. En général, ils se classifieraient comme des drumlins par leur ratio (longueur sur largeur) moyen de 2:1 (Benn et Evans, 2010). Par contre, leur longueur moyenne est de plus de 1 km, ce qui les classe en collines profilées. Au niveau régional, les drumlins ayant les spécificités de ceux de Will, identifiées dans le Wisconsin, sont plutôt classés comme de grands drumlins (Colgan et Mickelson, 1997).

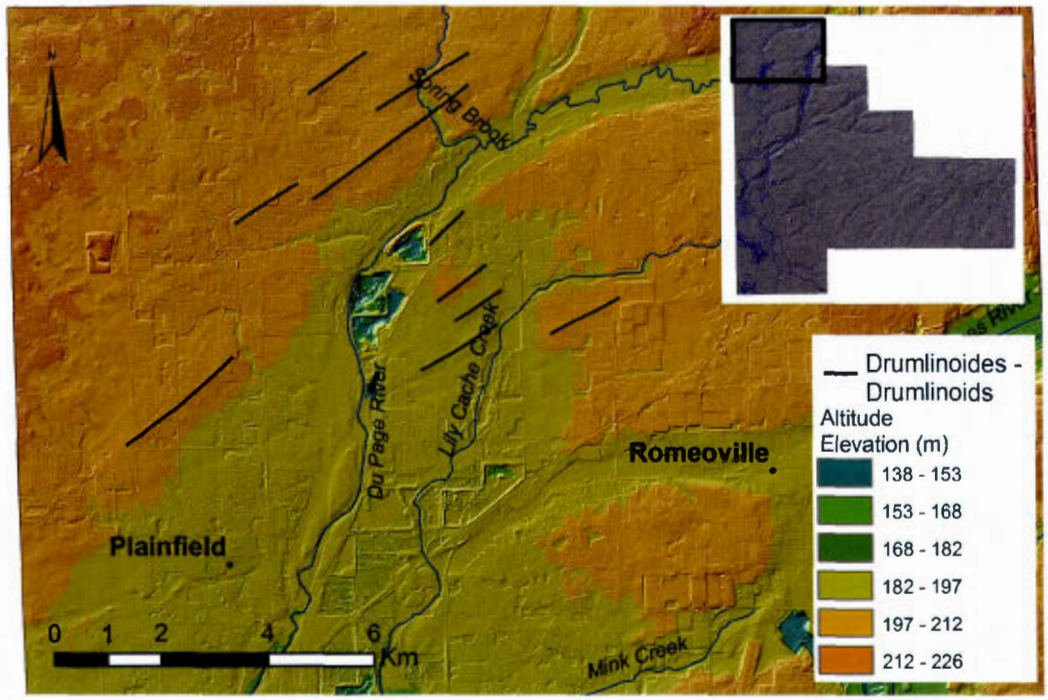


Figure 3.1 Drumlinoides de la région de Plainfield, au nord-ouest du comté de Will.

Drumlinoids of the Plainfied area, in northwestern Will County.

3.1.1.2 Crêtes morainiques

Les crêtes morainiques identifiées se divisent en six ensembles qui peuvent être associés aux systèmes morainiques décrits dans la littérature (Goldthwait, 1909; Willman et Frye, 1970, Curry, 2015; figure 3.2). Elles sont présentées dans l'annexe B. De l'ouest vers l'est, on retrouve les moraines de Minooka, de Rockdale, de Wilton Center, Manhattan, du système morainique de Valparaiso et du complexe de Lake Border (Moraine de Tinley). Toutes les crêtes morainiques observées sont positionnées à l'aval de chacun de ces terrains morainiques, soit à l'ouest.

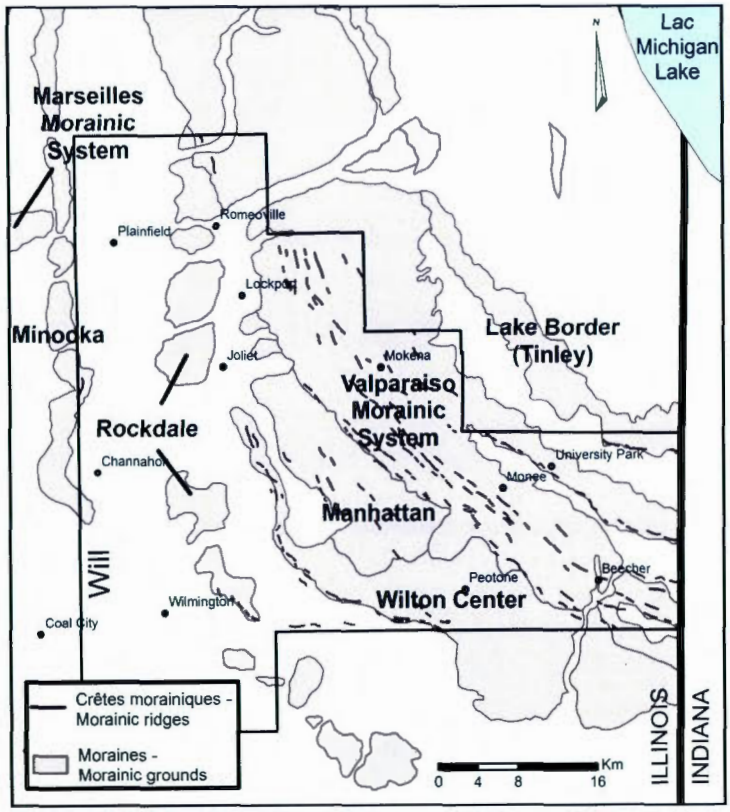


Figure 3.2 Moraines et systèmes morainiques du nord-est de l'Illinois (modifiée de Willman, 1971).

Moraines and morainic systems of north-eastern Illinois (modified from Willman, 1971).

Le front de la Moraine de Minooka est marqué par une crête dans le comté de Will qui s'étend sur 1,9 km à 8 km au nord de Channahon (annexe B). L'orientation de cette crête est nord-sud. Sa hauteur moyenne est de 14 m et sa largeur de 2,4 km. Comme toutes les crêtes morainiques observées, son profil transversal est asymétrique avec une pente aval glaciaire, à l'ouest, plus forte (2,1 % en moyenne) que celle en amont glaciaire (0,7 %) à l'est. À l'est de la rivière Du Page, à 4 km au nord-est de Plainfield, la surface de la moraine, visible par son relief d'environ 18 m plus élevé que les environs, est très bosselée. On y retrouve des kettles et des *ice-walled lake plains* (IWLP, voir 3.1.2.3 et 3.1.3.1) qui dénotent une glace en décrépitude. On retrouve également ce relief bosselé sur la surface de la moraine à 3 km au sud-est de Channahon.

Une seule crête délimite le front morainique de Rockdale. Elle est observée à 7 km à l'est de Wilmington. La longueur totale de la crête est d'environ 15 km en incluant les sections érodées par le ravinement fluvial subséquent. La crête a une hauteur moyenne de 4,4 m et une largeur de 1,3 km. Elle présente une orientation nord-nord-ouest sud-sud-est, au nord de la rivière Forked, et est plutôt ouest-est, à l'est de la même rivière. La convexité de son axe est vers le sud-ouest. Sa pente aval est d'environ 1,5 % tandis que celle en amont est de 0,4 %. Des kames sont présentes au nord-est et au nord de la moraine et, à l'est, on y retrouve des IWLP. La faible délimitation de la crête morainique en comparaison à l'étendue de ses dépôts (jusqu'au nord du comté de Will), la présence de formes fluvioglaciaires et des lacs périglaciaires suggèrent que la glace qui l'a formé était en décrépitude, laissant une masse de glace fondre sur place.

La Moraine de Wilton Center s'étend sur environ 36 km de longueur entre Joliet et Peotone : la limite nord de la moraine débute à 6,3 km au sud de Joliet, et sa limite

sud, à 3,2 km au sud de Peotone. Jusqu'à trois crêtes parallèles peuvent être visibles à certains endroits sur la moraine notamment à 5 km au sud-ouest de Peotone. L'ensemble des crêtes morainiques de Wilton Center présente une convexité vers le sud-ouest. À l'aval glaciaire, les crêtes ont une pente à 1,6 % environ et, en amont, à 0,9 %. La distance entre les crêtes successives est en moyenne de 500 m, mais elle est généralement plus grande entre les crêtes au nord que celles au sud. La hauteur des crêtes est de 5,4 m et leur largeur est d'un peu moins que 1 km. À 10 km à l'ouest de Peotone, la surface de la Moraine de Wilton Center est très bosselée (figure 3.3).

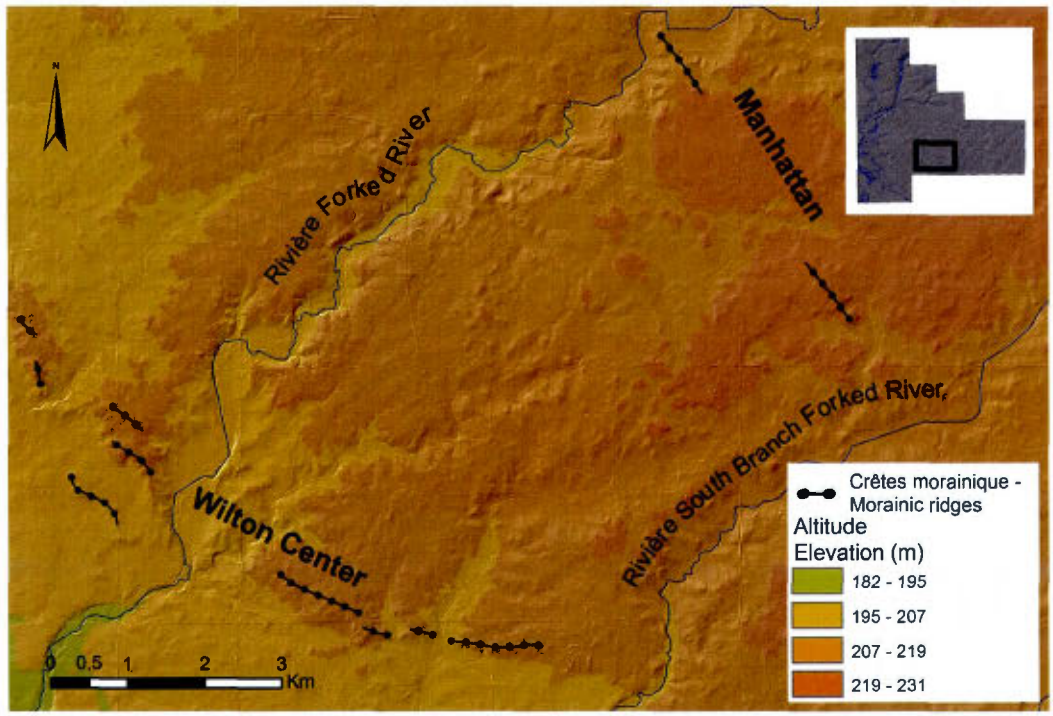


Figure 3.3 Relief bosselé des moraines de Wilton Center et Manhattan.
Hummocky terrains of the Wilton Center and Manhattan moraines.

Le front morainique de Manhattan est composé de deux à quatre crêtes parallèles et discontinues, ayant une orientation nord-nord-ouest sud-sud-est. Les crêtes s'étendent sur 16 km, de la rivière Jackson, à 13 km au sud-ouest de Mokena, jusqu'à la rivière

South Branch Forked, à 7 km au nord-ouest de Peotone. La hauteur des crêtes est de 2 m et leur largeur est de 285 m. La distance entre les crêtes successives est d'environ 1,4 km. Les flancs des crêtes ont été modifiés par l'érosion fluviale ; ils présentent des pentes similaires, soit environ 2 %. Des kettles et des kames se retrouvent sur la moraine et laissent croire, comme les moraines qui la précédent, que la glace était en décrépitude.

Jusqu'à six crêtes morainiques parallèles ont été identifiées dans le système morainique de Valparaiso. Ces crêtes morainiques s'étendent sur près de 74 km, de 9 km au nord de Romeoville jusqu'à 9 km au sud-est de Beecher. Elles forment un complexe arqué dont la convexité est tournée vers le sud-ouest (annexe B). On les retrouve majoritairement à l'est des rivières Des Plaines et Kankakee. Un exemple de ces crêtes morainiques est illustré à la figure 3.4. Ce complexe morainique se découpe dans le paysage de Will par son changement net de relief (annexe C). À partir des premières crêtes morainiques, le système morainique de Valparaiso s'élève en altitude et a une épaisseur de sédiment plus grande que les moraines antérieures. L'absence de kames, de kettles, de IWLP en plus de l'accumulation de dépôts suggèrent une glace plus active et donc à une moraine de poussée (Fisher, 1925). À l'est de Lockport, on compte une série de cinq crêtes avec une distance, entre elles, en moyenne, de 790 m. Au sud-est de Beecher, on observe cette même série de crêtes avec une distance entre elles un peu plus importante de 1 225 m. La sixième crête se situe à 3,9 km nord-est de Monee et légèrement au sud de University Park. Elle est à une distance d'environ 4 km au nord-est des autres crêtes et n'est visible que sur 45 km de longueur dans le comté de Will. Dans l'ensemble, 12 vallées fluviales majeures entrecoupent les crêtes, sans y inclure les ravinements mineurs qui les ont remodelées. La hauteur moyenne des crêtes est de 7 m et leur largeur est de 1,4 km. La moyenne de la pente des crêtes en aval est de 2 %, et en amont de 1,3 %. Au nord de la rivière Hickory, les

crêtes présentent des pentes légèrement plus abruptes. Finalement, on notera que la sixième crête, elle, a des pentes généralement plus douces.

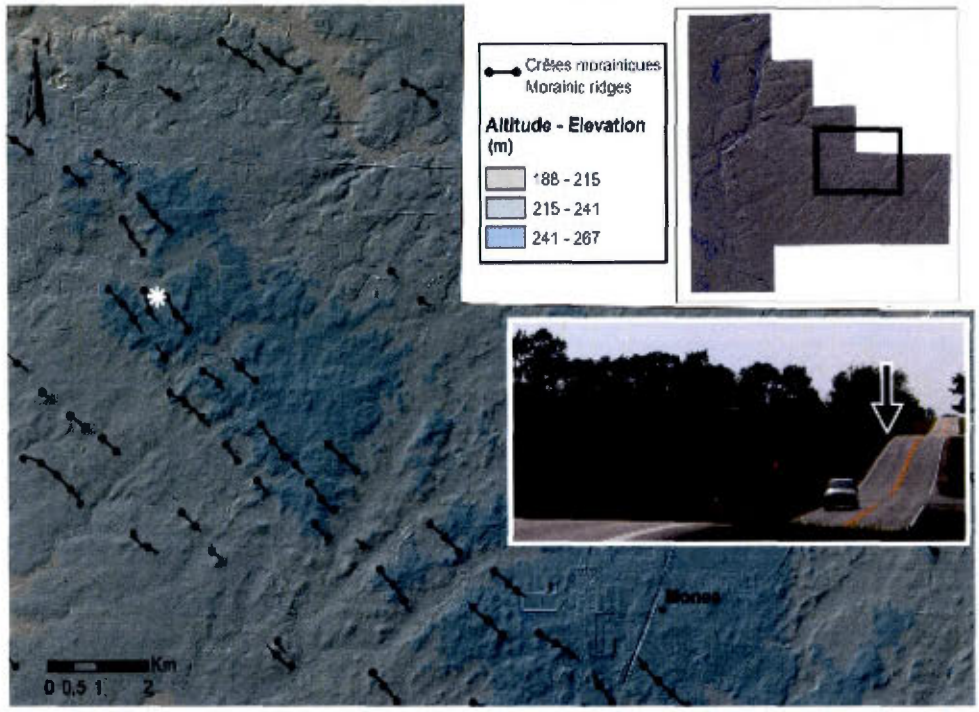


Figure 3.4 Crêtes morainiques dans le système morainique de Valparaiso. La crête morainique est indiquée par une flèche et sa localisation par un astérisque. Deux ravinements incisent la crêtes de chaque côté.

Ridges on the Valparaiso morainic system. The arrow shows the position of the ridge. The picture location is shown by an asterisk mark on the map and it is toward the west. Gullies are dissecting the ridges on each side.

La crête la plus à l'est du comté fait partie du système morainique de Lake Border et est associée à la Moraine de Tinley. Elle est située à environ 6 km à l'est de University Park. Elle est présente sur 12,1 km de longueur dans le comté, et montre une orientation généralement ouest-est. La crête a une hauteur de 6 m. Sa pente en amont est de 2,3 % et celle aval est de 1,6 %.

3.1.2 Formes fluvioglaciaires

Trois types de formes fluvioglaciaires ont été identifiées : les eskers, les kames et les kettles.

3.1.2.1 Eskers

Trois eskers ont été identifiés dans le comté de Will au nord-est, près de la limite administrative avec l'Indiana, à l'intérieur du bassin versant de Chicago/Calumet (annexe B ; figure 1.2). Ils ont une orientation nord-est sud-ouest. L'esker le plus à l'ouest, à 5 km au nord de Monee, mesure 420 m de longueur et s'est formé par sédimentation dans un tunnel glaciaire. L'esker est composé d'une unique crête, positionnée sur une plaine de till, en amont de la dernière crête du système morainique de Valparaiso. Les deux eskers plus à l'est sont localisés à l'intérieur des vallées des rivières Deer et Plum, sur les sédiments qui les comblent (figure 3.5). Ces eskers se sont formés dans une vallée sous-glaciaire qui serait d'origine semblable à celle des vallées tunnels (*tunnel valleys*) créées par le Lobe Saginaw, au Michigan, qui ont, par la suite, été comblées par des sédiments d'épandage proglaciaire (Fisher *et al.*, 2005). Les sédiments et l'incision des vallées dans la Moraine de Tinley nous indiquent qu'elles servaient à évacuer l'eau de fonte. L'esker de la rivière Deer se divise en trois segments qui, de l'amont à l'aval, mesurent, au total, 4 km de longueur. La segmentation de l'esker peut être due à l'érosion subséquente de sa déposition. L'esker de la rivière Plum, a une longueur de 920 m et se compose d'une crête continue. La largeur moyenne des eskers est de 51 m et leur hauteur est de 1,7 m.

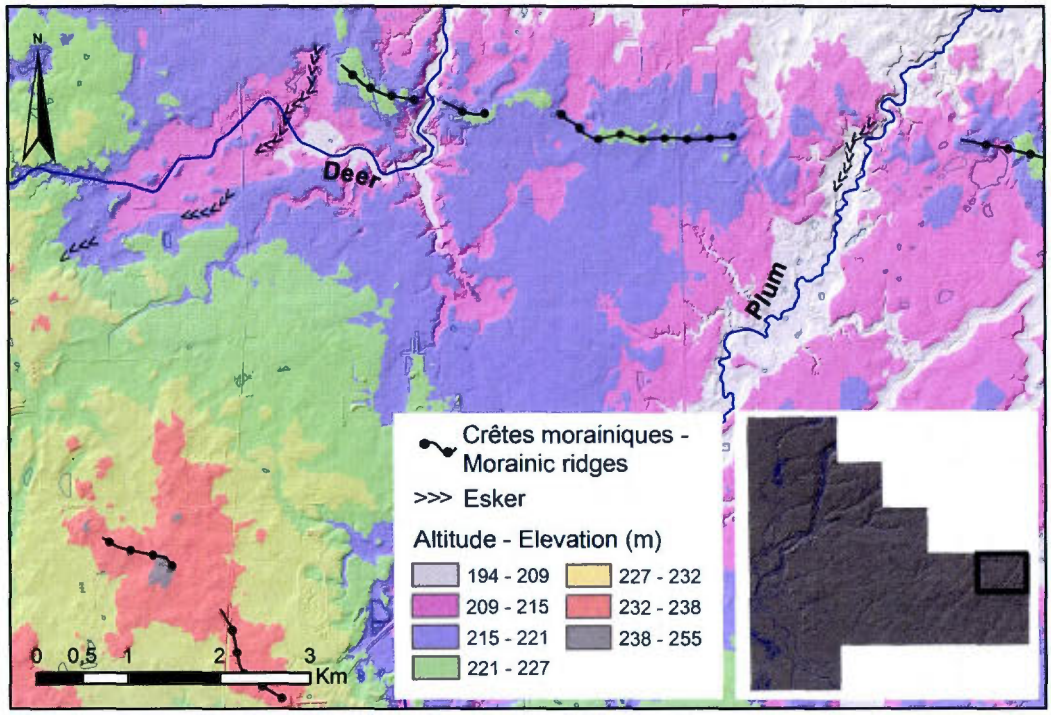


Figure 3.5 Localisation des eskers des rivières Deer et Plum.
Location of the eskers of the Deer and Plum's rivers.

3.1.2.2 Kames

Des kames circulaires avec des sommets relativement bombés sont observés sur les moraines de Minooka, Rockdale, Wilton Center et Manhattan et sont parfois à proximité de kettles. Leur hauteur moyenne est de 2 m et leur diamètre d'environ 90 m. Certains kames analysés par Fisher (1925) sur la Moraine de Minooka se composent, en partie, de galets striés, généralement anguleux recouverts d'un matériel silteux. Ils auraient été formés par l'accumulation de dépôt due à une perte de compétence des eaux boueuses sortant du glacier, donc dans un contexte juxtaglaciaire (Fisher, 1925). On retrouve les kames en groupe sur les plaines de till. La portion où il y a le plus de kames (10) est sur la Moraine de Rockdale, à environ 8 km au nord de Wilmington (figure 3.6).

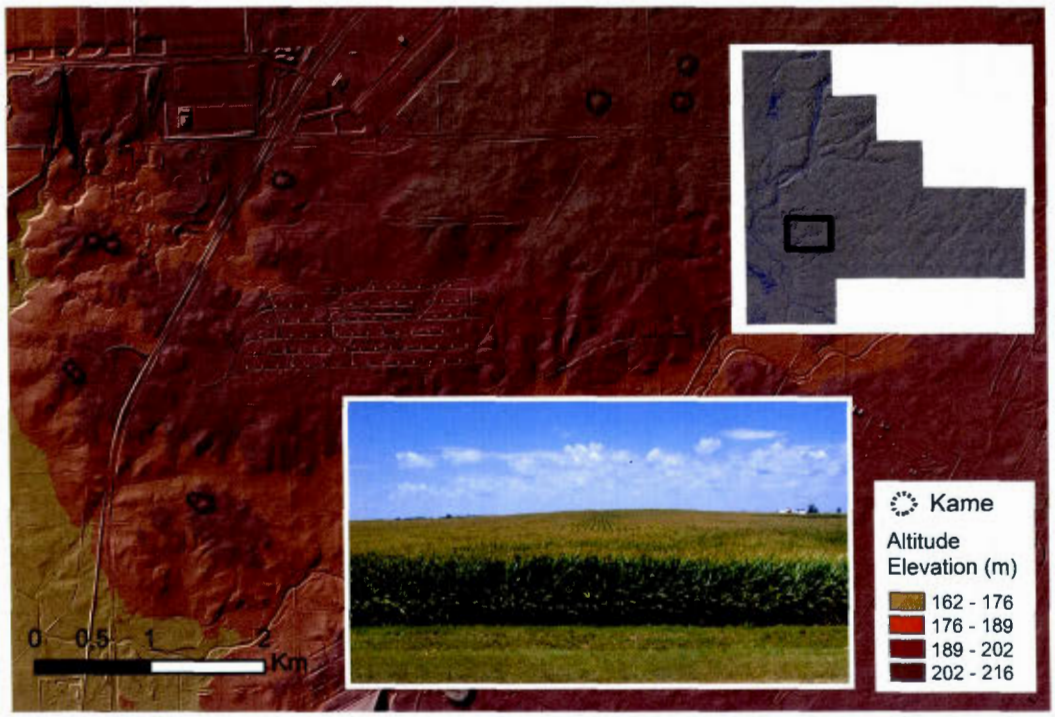


Figure 3.6 Localisation du secteur avec la plus grande densité de kames. Photo d'une kame prise au nord-ouest du comté de Will.

Location of the highest kames concentration. Picture of a kame in northwestern Will county.

3.1.2.3 Kettles

Les kettles sont situés à l'intérieur des dépôts morainiques (figure 3.7). On les observe en dépressions circulaires à semi-circulaires sur la Moraine de Minooka, à 5,3 km au nord-est de Plainfield, sur la Moraine de Manhattan, à 10 et 24 km au sud-est de Joliet et sur le système morainique de Valparaiso à 12 km à l'est de Lockport. Les plus grands kettles ont un diamètre moyen de 330 m et les petits kettles ont un diamètre moyen de 110 m.

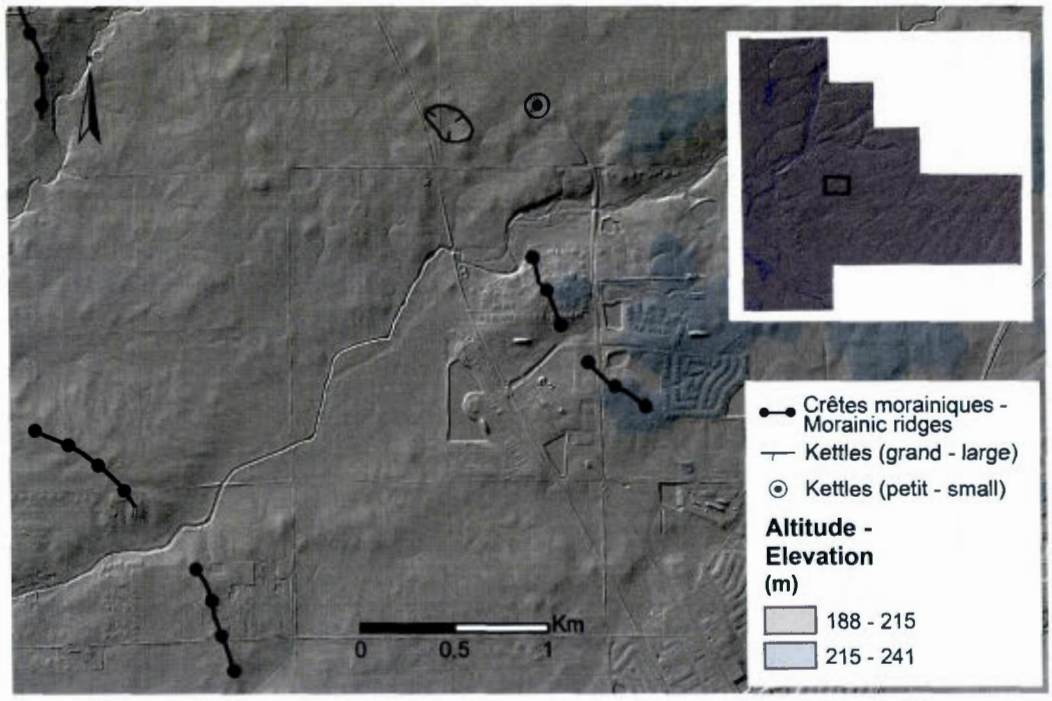


Figure 3.7 Deux kettles sur la Moraine de Manhattan.
Two kettles on the Manhattan Moraine.

3.1.3 Formes postglaciaires

Cinq types de formes postglaciaires ont été identifiées : les *ice-walled lake plains*, les terrasses lacustres, les cordons littoraux, les terrasses fluviales, les barres alluviales et les dunes.

3.1.3.1 Ice-walled lake plains

Les *ice-walled lake plains* (IWLP) sont des monticules relativement circulaires de 100 à 2 550 m de diamètre au sommet plat, parfois au centre enfoncé, formés par une accumulation de sédiments fins dans des lacs occupant des dépressions à l'intérieur de

zones avec une glace en décrépitude (*ice-walled lakes*) (Allred *et al.*, 2014; Petras, 2010). Ces lacs se sont formés par la fonte d'une glace morte enfouie sous du till supraglaciaire (Curry *et al.*, 2010 ; Petras, 2010 ; Allred *et al.*, 2014). La figure 3.8 (A) schématise leur mode de formation. Au centre du plateau, ils sont composés par des sédiments lacustres et, en périphérie, sur la crête, ils sont composés de sable et gravier. Leur morphologie typique proviendrait d'une fonte rapide de la glace (Petras, 2010). Les plus grands IWLP ont une forme elliptique due à une orientation préférentielle qui provient des vents dominants (Allred *et al.*, 2014). L'axe le plus long est perpendiculaire à la direction des vents. Les IWLP sont fréquemment groupés, certains présentent de grands diamètres (100 à 400 m) (Curry et Petras, 2011). Leur forme générale peut ressembler aux kames, mais leur dimension décamétrique, leur composition, ainsi que la chronologie de leur formation les distinguent complètement de ces derniers. La mise en place des IWLP se fait dans le moment transitoire de l'environnement juxtaglaciaire à périglaciaire. Leur formation débute lorsque la glace, stagnante, est en place. Elle continue jusqu'à ce que les microorganismes s'installent dans le lac et que la glace ait fondu. Ainsi, ils peuvent nous indiquer le moment approximatif de la présence de glace pour une région donnée (Allred *et al.*, 2014).

Un groupe de trois IWLP est localisé en amont glaciaire de la Moraine de Minooka, au nord du comté, à 7 km au nord de Plainfield. Le plus grand mesure 5 m de hauteur et a 100 m de largeur. Les 2 autres ont une hauteur de 2,5 m et ont une largeur de 45 m. Un autre groupe de 10 est situé à 10 km à l'est de Wilmington et est illustré à la figure 3.8 (B). Les grands ont une hauteur moyenne de 1,5 m et ont un diamètre de 290 m. Les petits ont une hauteur de 2 m et un diamètre de 110 m. La durée de la mise en place des IWLP du comté de Will a probablement été courte puisqu'aucune orientation préférentielle n'a été observée (Allred *et al.*, 2014).

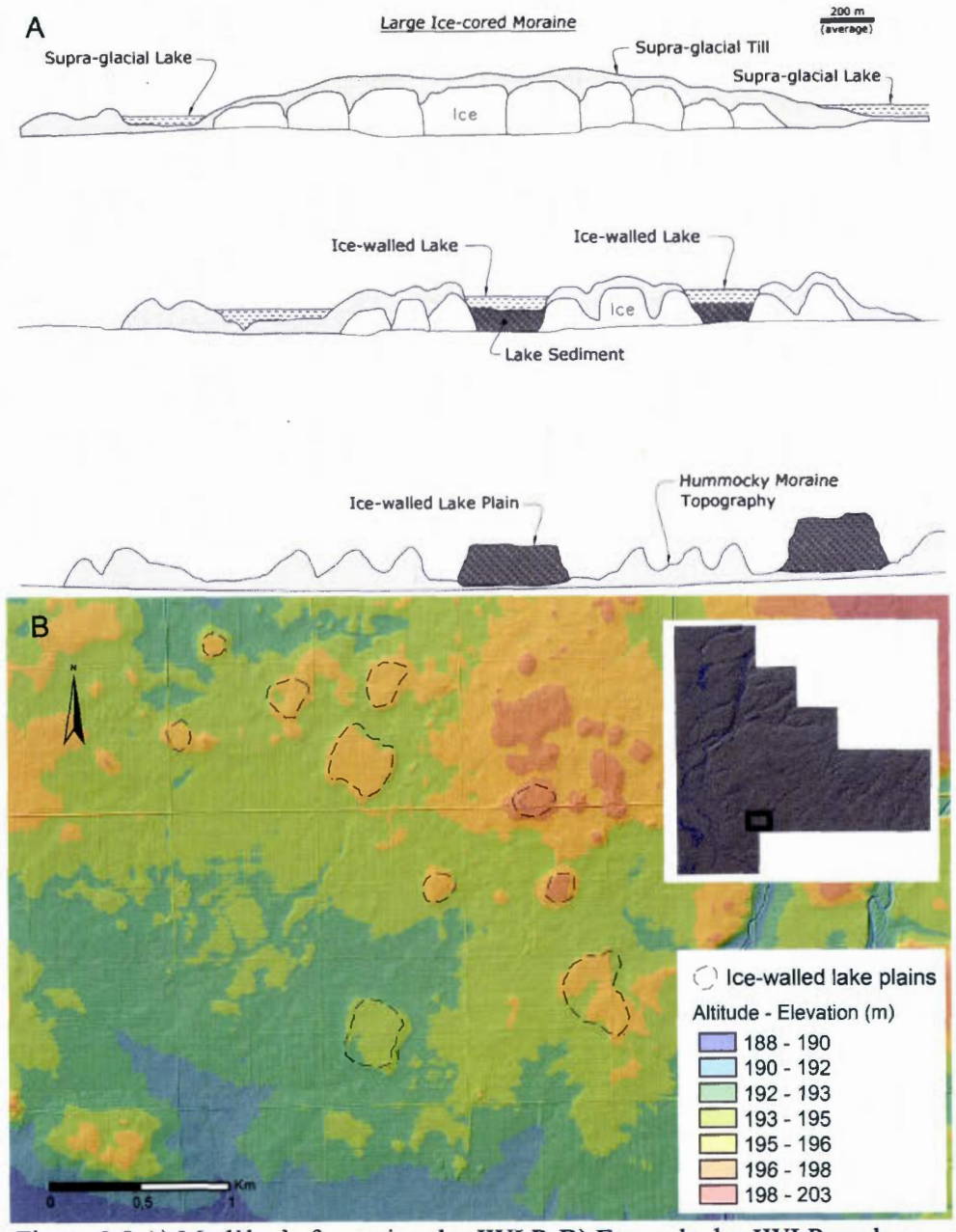


Figure 3.8 A) Modèle de formation des IWLP. B) Exemple des IWLP sur la Moraine de Rockdale (A : modifiée de Allred et al., 2014, p. 51).

A) Genetic model for IWLP. B) Exemples of IWLP on the Rockdale morainic ground (A: modified from Allred et al., 2014, p. 51).

3.1.3.2 Terrasses lacustres

Deux ensembles de terrasses lacustres ont été observés. Le premier ensemble est situé dans les basses terres de la plaine de Kankakee, à l'intérieur des grandes vallées des rivières Du Page, Des Plaines et Kankakee. Le talus de ces terrasses se distingue des terrasses fluviales par leur pente plus douce (la moyenne des pentes est de 1,8 %) et aussi par l'altitude de son sommet. Ces terrasses sont décrites dans l'article du chapitre 4. Toutes les terrasses dont l'altitude du sommet du talus est inférieure à celle de la phase lacustre la plus basse (Lac glaciaire Cryder) ont été interprétées comme étant d'origine fluviale.

Le deuxième ensemble de terrasses lacustres est situé dans les hautes terres, plus à l'est, sur les grands systèmes morainiques. La plupart de ces terrasses lacustres sont situées dans les vallées d'érosion fluviale du système morainique de Valparaiso (figure 3.9). Pour discerner ces terrasses lacustres des terrasses fluviales, l'utilisation d'une carte à jour des dépôts de surface été utilisée pour discriminer les sédiments lacustres des sédiments alluviaux (Caron et Curry, 2018). Les terrasses ont des formes linéaires ou circulaires. À 4 km, au nord-ouest, et à 3 km, à l'est de Monee se trouvent trois groupes de terrasses qui sont situées à la tête de vallées fluviales (annexe B). Elles ont des talus de 1,5 m de hauteur et leur pente est en moyenne de 4,6 %. La dimension moyenne des lacs linéaires, pour les plus longs, est de 2,5 km avec en moyenne 0,6 km de largeur et pour les plus petits, 0,7 km de longueur avec une largeur de 0,3 km. Le plus grand, le Lac glaciaire Eagle, situé à 6 km au nord-est de Beecher, a une longueur de 3,9 km et a une largeur de 1,4 km (Caron et Curry, 2018). Les lacs circulaires ont un diamètre moyen de 0,8 km. Ils ont des talus d'en moyenne 3 m de hauteur et leur pente peut varier de 1,5 à 8,6 %. Les lacs linéaires ont des talus de 2,5 m de hauteur. Leur pente varie de 2,5 à 15,2 % et a en moyenne 6,2 %. Les hautes valeurs de pentes des lacs circulaires et linéaires pourraient être en

lien avec leur mise en place à l'intérieur de vallées préexistantes et l'érosion fluviale des talus qui fait varier grandement les pourcentages des pentes pour un même lac.

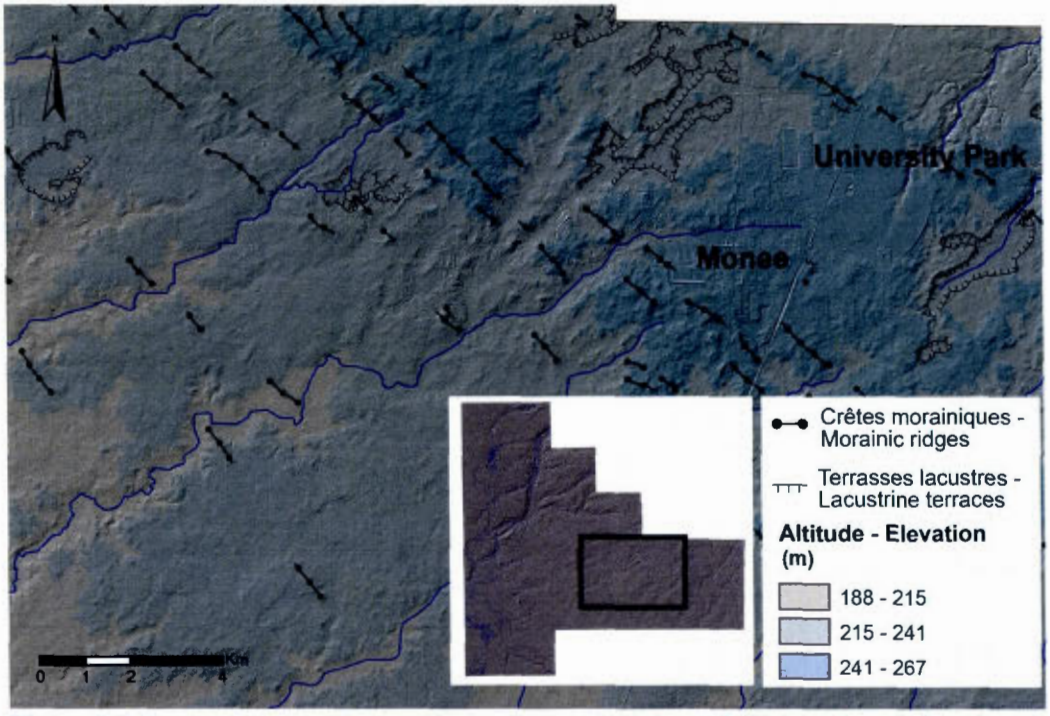


Figure 3.9 Terrasses lacustres dans le système morainique de Valparaiso et dans la Moraine de Tinley.
Lacustrine terraces in the Valparaiso morainic system and in the Tinley morainic ground.

3.1.3.3 Cordons littoraux

Un cordon littoral a été observé à 2 km au sud-ouest de University Park (figure 3.10). Il s'étend sur 2,3 km de longueur et suit un arc de cercle. Sa hauteur est de 1,6 m et sa largeur moyenne de 51 m. Une route le surmonte sur une longueur d'un peu moins de 700 m. Une plaine lacustre se trouve à l'ouest du cordon. Ces sédiments littoraux ont été mis en place par le Lac glaciaire Pine Creek (Caron et Curry, 2018).

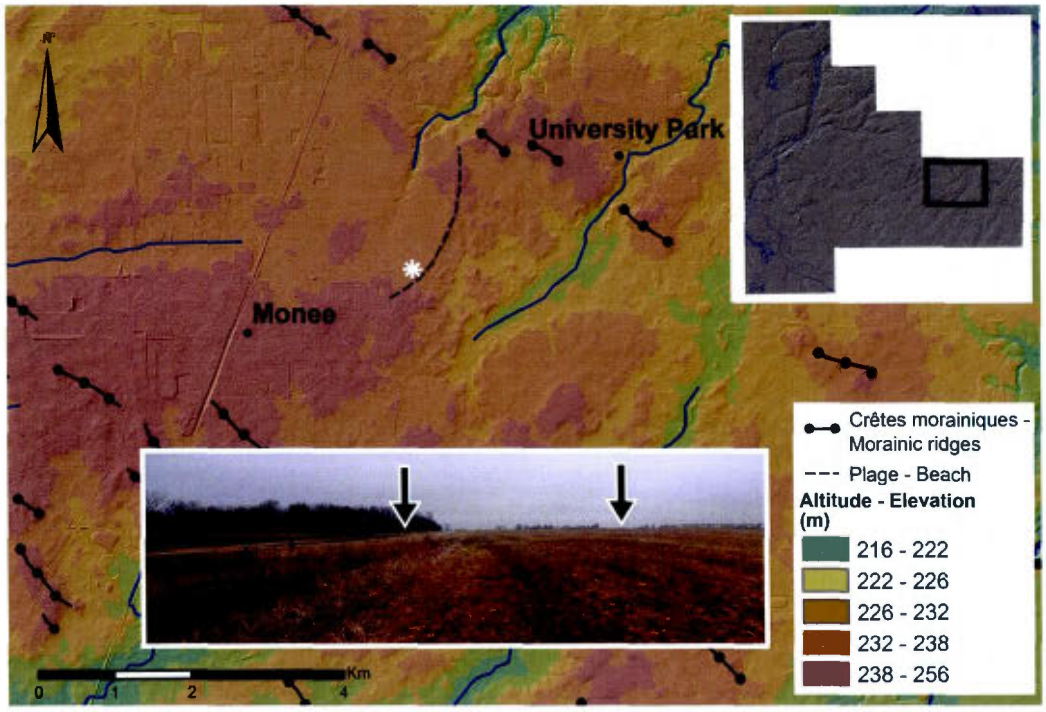


Figure 3.10 Cordon littoral situé au sud-est de University Park. La photo est orientée vers le sud-est. Les flèches pointent sur la crête de plage. La photo est indiquée par l'astérisque.

Location of the shoreline south-east of University Park. On the picture, the view is toward the south-east. Arrows show the position of the ridge. Location of the picture is shown by an asterisk mark.

3.1.3.4 Terrasses fluviales, ravinements et chenaux

Sur la carte présentée à l'annexe B, les vestiges associés à l'érosion fluviale ont été distingués selon leur taille : terrasses fluviales, ravinements majeurs, ravinements mineurs et chenaux. La formation de la plupart des terrasses a été initiée par les décharges sédimentaires sous-glaciaires des vallées tunnels (*tunnel valleys*). L'orientation des terrasses suit donc les anciennes lignes d'écoulement glaciaires du LGLM (Fisher *et al.*, 2005). Les terrasses fluviales ont une largeur d'environ 0,5 km

jusqu'à 3 km. Elles délimitent les anciennes vallées des trois rivières principales (Du Page, Des Plaines et Kankakee). Elles sont localisées dans la plaine de Kankakee et dans une section de la *Wheaton Morainal Country* où se trouve le nord de la vallée de la rivière Des Plaines. Les ravinements majeurs peuvent avoir une largeur maximale d'environ 1 km et minimalement, une largeur de 100 m. Ils sont localisés dans les deux ensembles physiographiques de la région. Dans les basses terres, ils suivent l'orientation des vallées principales, au Nord, en suivant l'axe nord sud et, au Sud, en suivant l'axe nord-ouest sud-est. Dans les plaines de till, ils incisent les moraines de manière perpendiculaire (voir annexe B). Dans le système morainique de Valparaiso, en amont, les ravinements se divisent en ramification de faible largeur (à partir de 130 m) et en aval, il se divise en de nouvelles ramifications ou en bras simples plus évasés, à parfois près de 1 km de largeur (voir annexe B). Les ravinements mineurs ont une largeur d'environ 20 m à 100 m. Les chenaux se distinguent des ravinements mineurs par le fait que leur incision dans le matériel meuble en place est de plus faible profondeur.

3.1.3.5 Barres alluviales

Les barres alluviales sont situées dans les basses terres des grandes vallées fluviales. Leur longueur varie entre 190 m et 3.8 km (longueur moyenne de 509 m). Elles sont présentes en grand nombre dans la vallée de Kankakee. Les barres alluviales sont linéaires ou légèrement sinueuses. En groupe, elles sont parallèles entre elles et à l'écoulement des rivières adjacentes. La figure 3.11 illustre les plus longues barres alluviales. Localement, des dunes les ont partiellement recouvertes (Athy, 1928).

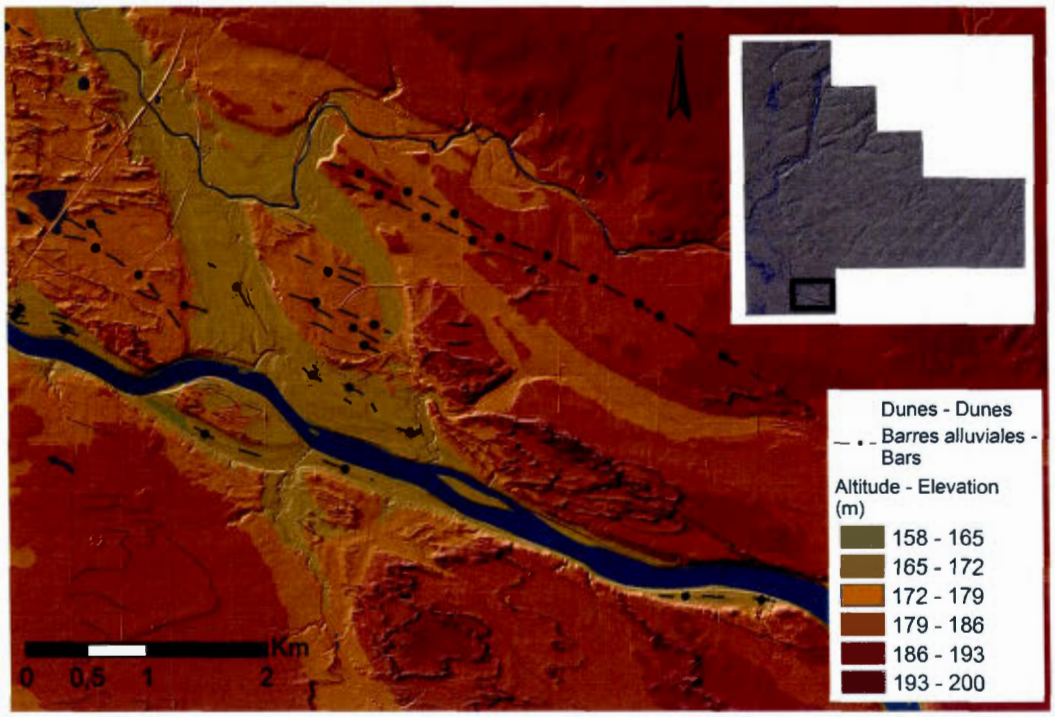


Figure 3.11 Barres alluviales les plus longues dans la vallée de la rivière Kankakee.
Largest bars in the Kankakee valley.

3.1.3.6 Dunes

Les dunes se situent au sud-ouest de la plaine de Kankakee et sont toutes de type parabolique (annexe B). Elles se divisent en deux ensembles. Les dunes du premier ensemble présentent une forme festonnée étroite et régulière. Elles se situent à l'ouest de la rivière Kankakee entre les anciennes mines et à l'est de la rivière dans la vallée de Kankakee. Leur longueur est de 430 m et peut varier d'une cinquantaine de mètres de longueur à plus de 600 m. Leur hauteur est de 3,5 m et leur convexité est généralement tournée vers l'est. Les dunes de la vallée de Kankakee sont légèrement plus compactes et leur convexité est un peu plus vers le nord. Ces morphologies peuvent être causées par les variations de la direction des vents, de l'humidité dans le

matériel ou de la grosseur du grain. Le deuxième ensemble de dunes est situé au sud du premier ensemble, à l'est de la rivière Kankakee et à l'intérieur de son ancienne vallée fluviale. Les dunes sont plus longues avec une forme festonnée irrégulière et leur convexité est également dirigée vers l'est. Les petites ont une longueur d'une centaine de mètres et les plus grandes ont plus de 1 km de longueur. Ces dernières sont plus effilées et peuvent avoir une hauteur de moins de 0,5 m. Les dunes du premier ensemble sont plus récentes car elles surmontent et recouvrent celles du deuxième ensemble.

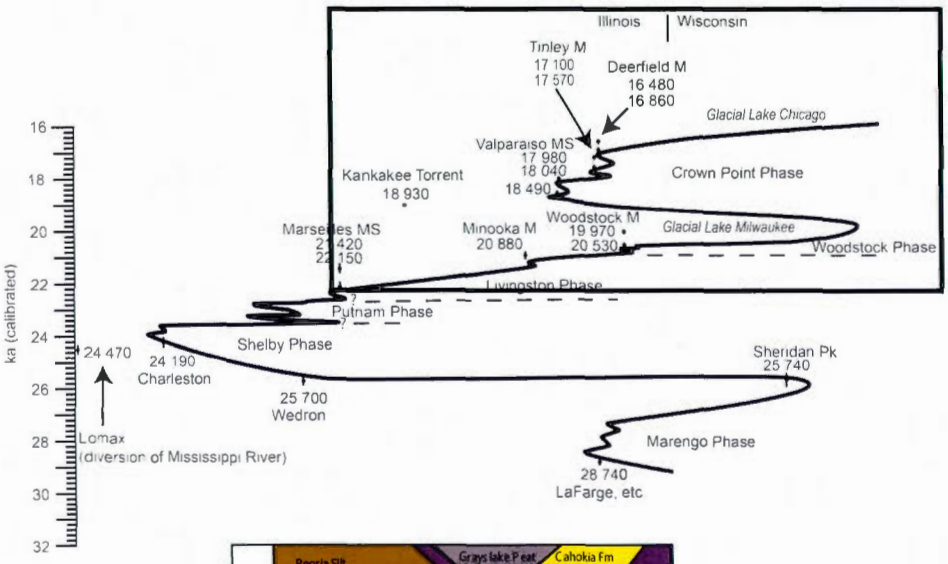
3.2 Paléogéographie des comtés de Grundy et Will

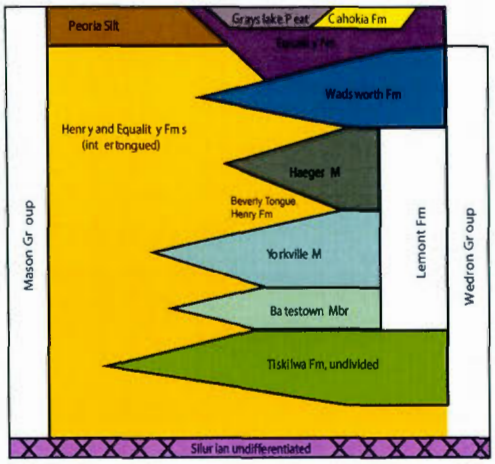
La reconstruction des évènements glaciaires et postglaciaires est basée sur les travaux antérieurs, de nos observations géomorphologiques issues du MNT LiDAR et des âges des lacs postglaciaires fournis par Caron et Curry (2018). Cette paléogéographie servira de mise en contexte pour les évènements des lacs glaciaires Morris et Cryder présentés du chapitre 4.

Le paysage du nord-est de l'Illinois date de la Glaciation Wisconsienne et de la déglaciation. Les vestiges de la Glaciation Illinoienne et de l'Interglaciaire Sangamonien se trouvent, pour la plupart, en sous-surface (Curry, 2015).

Durant l'Épisode du Wisconsinien, vers 29 ka cal BP, au Sous-épisode du Michigan, le LGLM est entré en Illinois. La Moraine de Marengo, formée par le Lobe secondaire de Harvard, au nord-est de l'Illinois, à l'ouest du lac Michigan, marque cette intrusion (Curry, 2015). Le maximum glaciaire est atteint durant la Phase de Shelby, vers 23,3 ka cal BP, près de Charleston au centre-est de l'Illinois avec la mise en place de la Moraine de Shelbyville (Curry *et al.*, 2014, figure 3.12). La

déglaciation commencerait officieusement plutôt vers 21,8 ka cal BP lorsque les conditions de la glace seraient passées d'active à stagnante (Curry et Petras, 2011). Le LGLM aurait subi, à partir de ce moment, une succession de retrait et d'avancée. Ces fluctuations proviendraient des caractéristiques de la calotte glaciaire qui est mince et instable, du substrat rocheux à lits déformables et de la présence d'eau au contact du front glaciaire qui entraîne plus facilement un décollement (Colman *et al.*, 1994; Clark, 1994). Il est aussi possible que les fluctuations glaciaires aient été accentuées par l'augmentation et la baisse du niveau des lacs (Hansel *et al.*, 1985). Le till à matrice fine provient des sédiments glaciolacustres remaniés par les réavancées qui sont terminées dans des lacs (Colman *et al.*, 1994). Certains vestiges de ces lacs comme les terrasses lacustres, sont observés dans le lieu d'étude. La majeure partie des anciens lacs des comtés de Will et Grundy ont été causés par l'obturation glaciaire et se sont développés entre les crêtes morainiques (Willman et Frye, 1970 ; Hansel et McKay, 2010).





Diachronic	Lithostratigraphic	Morphostratigraphic
Crown Point Phase	Wadsworth Formation	Valparaiso Morainic System
Woodstock Phase	Haeger Member (Lemont Formation)	Woodstock Moraine (buried south of Algonquin, Illinois)
Livingston Phase	Yorkville Member (Lemont Formation)	Numerous moraines in study area: Marseilles Morainic System, and Minooka, Rockdale, Wilton Center, and Manhattan Moraines
Putnam Phase	Batestown Member	Illiana Morainic System, Arlington Moraine, and several others
Shelby Phase	Tiskilwa Formation	Bloomington Morainic System (north of Peoria), Shelbyville Moraine, several others
Marengo Phase	Tiskilwa Formation	Marengo Moraine

Youngest units are at the top.

Figure 3.12 Diagramme temporel et de distance parcourue du lobe glaciaire du lac Michigan au Wisconsinien récent et la lithostratigraphie de l'Illinois, relié à ces phases (modifiée de Caron et Curry, 2018).

Early Wisconsinan time-distance diagramm of the lake Michigan glacial lobe and the lithostratigraphy of Illinois related to those phases (modified from Caron and Curry, 2018).

La construction du complexe morainique de Marseilles s'est faite durant la Phase de Livingston (22 à 20 ka cal BP environ) (Curry, 2015). Les drumlinoides observés au nord-ouest de Will se seraient mis en place à ce moment. Jusqu'à maintenant, les validations préliminaires de terrain dans Will ont montré qu'ils sont formés de till et indiqueraient un écoulement de la glace vers l'ouest-sud-ouest. D'autres drumlinoides ont été observés à l'ouest de la vallée de la rivière Illinois, près de la ville de Macomb, avec des longueurs semblables (1 à 4 km), sont d'âge illinoienne et ont une orientation similaire à ceux de Will (est-nord-est ouest-sud-ouest) (Hansel et McKay, 2010). Ils sont un peu plus longs en moyenne (2,5 km), leur largeur varie entre 300 et 700 m alors que ceux dans Will font en moyenne 1,6 km de longueur et ont une largeur de 240 m. Des drumlinoides ont aussi été observés dans les régions plus au nord, au Wisconsin et ont été formés par le Lobe de Green Bay. Les grands drumlins ont des dimensions semblables à ceux dans Will et se sont formés sur des terrains morainiques bosselés qui indiquent que la glace était en équilibre avec une marge glaciaire abrupte (Colgan et Mickelson, 1997). Malgré un manque de couverture plus large dans la région d'étude, certaines stries ont été observées sur des dolomies, dans la vallée de la rivière Des Plaines et indiquent une orientation vers le sud-ouest (N235° ; Fisher, 1925). L'orientation différente des stries par rapport aux drumlinoides pourrait suggérer un moment de mise en place discordant. À la Phase tardive de Livingston vers 20,8 à 20 ka cal BP, le retrait du Lobe secondaire de Joliet met en place les moraines de Minooka et Rockdale (Curry, 2015). Les kettles, les kames et les *ice-walled lake plains*, en plus du relief bosselé, présents sur ces moraines, témoigneraient d'une glace en décrépitude. Ces conditions de glace sont différentes de celles qui forment les drumlinoides au Wisconsin et dans Will, ce qui confirme que la mise en place des drumlinoides de Will est antérieure à la formation de ces moraines.

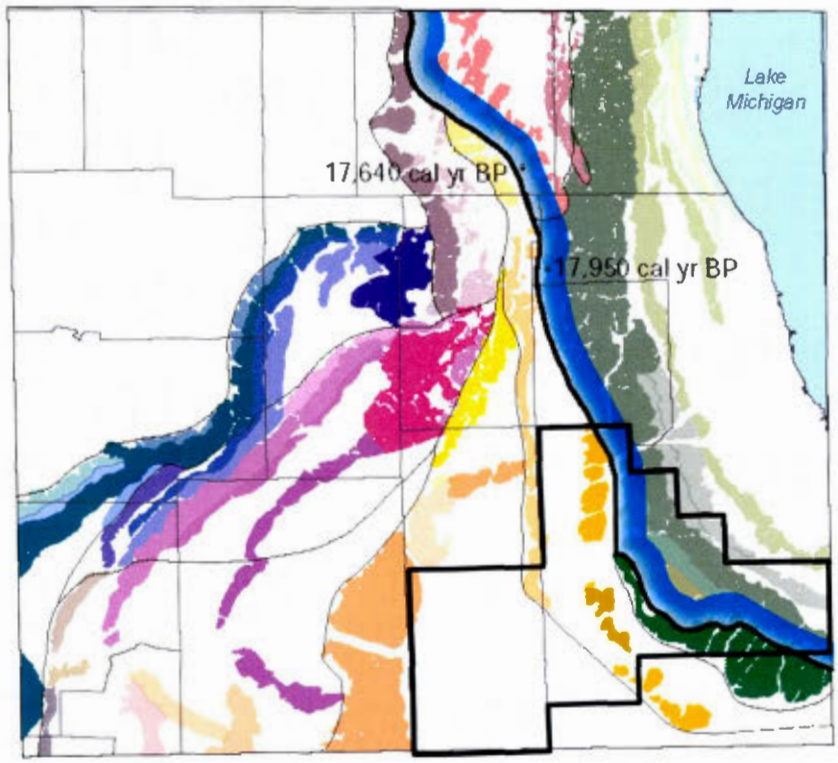


Figure 3.13 Position du lobe glaciaire du lac Michigan lors de la Phase de Woodstock (modifiée de Curry, 2015).
Ice front position of the Lake Michigan Glacial lobe of the Woodstock Phase (modified from Curry, 2015).

Durant la Phase de Woodstock (20 à 18,2 ka cal BP; figure 3.13), le Lobe secondaire de Harvard du LGLM était à la position de la Moraine de Woodstock, à la limite nord-est de l'Illinois, au nord de Will (Curry, 2015). Dans Will, le lobe était environ à la position de la Moraine de Wilton Center et à l'est de la vallée Des Plaines, par contre les sédiments déposés par le lobe, le Haeger Member, sont maintenant enfouis par les réavancées subséquentes de la glace. Quatre vallées tronquent la Moraine de Rockdale (figure 3.14), avec un axe est-nord-est ouest-sud-ouest et représentent les divers passages de l'eau de fonte à ce moment (Curry *et al.*, 2014 ; Curry, 2015). La

glace stagnait à l'est de la vallée Des Plaines comme illustrée par la figure 3.15, à la suite de la déposition de la Moraine Rockdale (Caron et Curry, 2018).

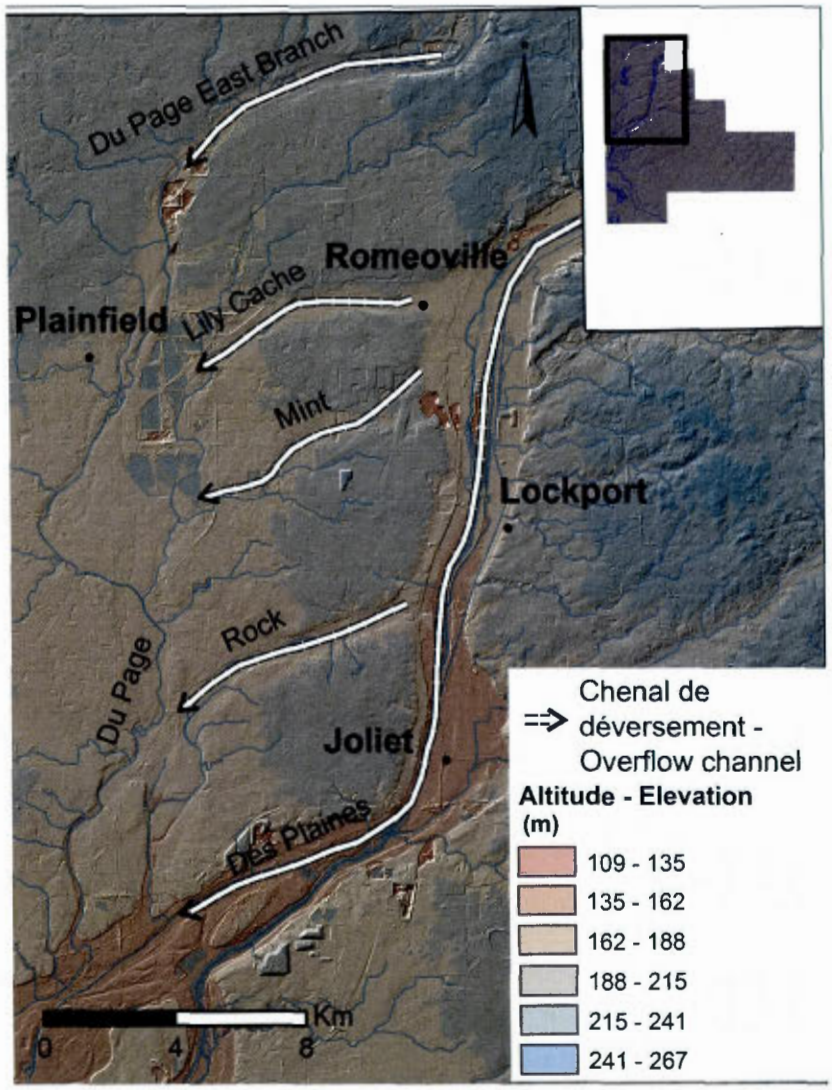


Figure 3.14 Chenaux d'évacuation d'eau de fonte lors de la Phase de Woodstock.

Overflow channels of the Woodstock Phase.

L'utilisation de ces chenaux a pu être synchrone pour un certain temps, par contre la formation des exutoires des lacs glaciaires de la région (ex. : Wauponsee, Chicago), suggère plutôt une utilisation qui varie en fonction du redressement glacio-isostatique local et du retrait progressif de la marge glaciaire (voir chap. 4, Hansel et Johnson, 1986 ; Curry *et al.*, 2014; Caron et Curry, 2018). L'eau de fonte s'est écoulée en suivant, du sud vers le nord, les rivières Rock (178,3 m), Mint (189 m) et Lily Cache (188,4 m), Du Page East Branch et finalement, l'eau de fonte se serait écoulée par la vallée Des Plaines (Caron et Curry, 2018; figure 3.14). La vallée Du Page a subséquemment servi de chenal de déversement à partir de la rivière Fox lors du drainage initial du Lac glaciaire Chicago (Hansel et Johnson, 1986). La variation de l'élévation respective des chenaux marquerait la durée et le moment probable de leur écoulement (Athy, 1928; Caron et Curry, 2018). Les chenaux les plus érodés ont été actifs plus longtemps. Une plaine d'épandage proglaciaire se situe en aval de ces anciens chenaux, dans la vallée de la rivière Du Page (Fisher, 1925; figure 3.15). Cette plaine est marquée par le réseau fluvial anastomosé et elle est visible par les nombreux chenaux, les barres alluviales et les terrasses fluviales qui s'y trouvent (Hansel et Johnson, 1986; annexe B).

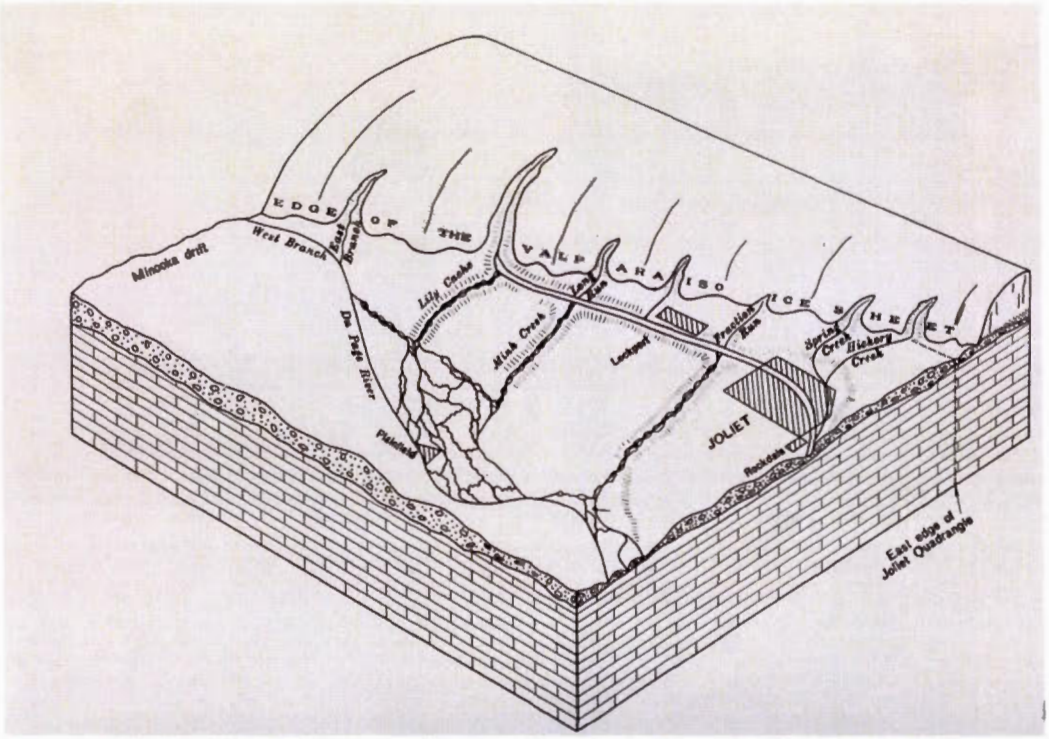


Figure 3.15 Position de la marge glaciaire lors de la Phase de Woodstock (Fisher, 1925).

Ice front position at the Woodstock Phase (Fisher, 1925).

Toujours dans la Phase de Woodstock, l'eau de fonte accumulée par la coalescence des lobes glaciaires du lac Michigan, de Saginaw et de Huron-Érié qui s'écoule dans la vallée de Kankakee est bloquée par le système morainique de Marseilles à l'ouest et permet le développement du Lac proglaciaire Wauponsee (Curry *et al.*, 2014 ; Curry, 2015 ; Willman et Payne, 1942 ; Willman et Frye, 1970). Le drainage de l'eau de fonte s'est fait par le Torrent de Kankakee avec l'incision des trois exutoires dans le complexe morainique de Marseilles (Curry *et al.*, 2014; figure 3.16). L'altitude maximale du Lac Wauponsee a été de 198,1 m (650 pi) (Willman et Payne, 1942 ; Curry *et al.*, 2014). Le lac a inondé une partie du bassin de Morris et la section sud de la Moraine de Minooka, laquelle est située à 14 km à l'ouest de Joliet, et qui présente

un profil généralement aplani (Willman et Frye, 1970). Le sommet de la Moraine de Minooka, dans le comté de Will, avec une altitude pouvant atteindre 205 m, n'aurait pas été modifié par l'eau. On estime que lors des phases subséquentes que sont les lacs glaciaires Morris et Cryder, le Lobe secondaire de Joliet se serait probablement déjà retiré jusqu'à la position des crêtes morainiques de Rockdale. Les terrasses lacustres, vestiges de ces deux lacs glaciaires sont présentés au chapitre 4.

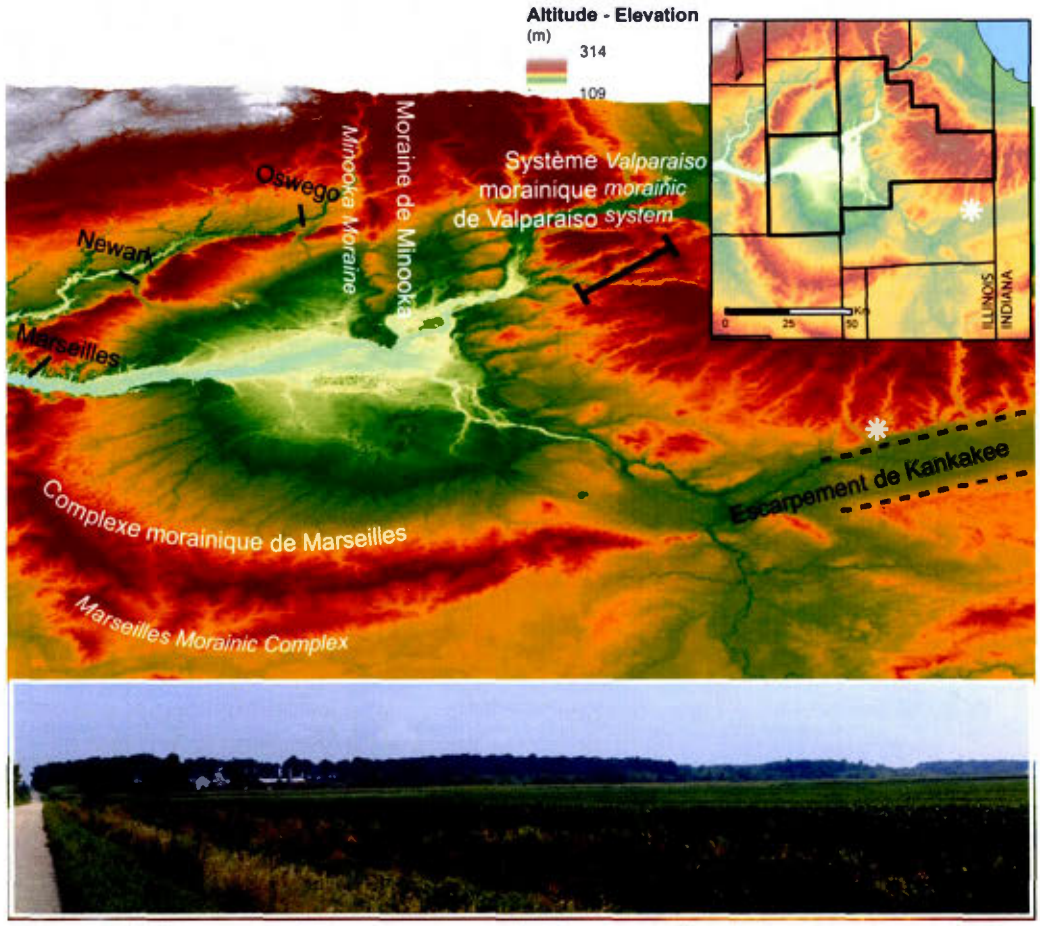


Figure 3.16 Escarpement due au passage du Torrent de Kankakee dans le comté de Kankakee. L'escarpement est marqué par l'astérisque sur les cartes.
Erosional scarp caused by the Kankakee Torrent in the Kankakee county. The scarp location is shown by an asterisk mark on the maps.

Le passage du Torrent de Kankakee a laissé des évidences géomorphologiques dans le paysage. Dans le comté de Kankakee, au sud du lieu d'étude, l'escarpement du torrent se découpe dans le paysage (figure 3.16). Dans le comté de Will, certaines des barres alluviales les plus longues observées dans la vallée de la rivière Kankakee pourraient être associées aux barres fossiles décrites par Ekblaw et Athy (1925; figure 3.11). Ceux-ci décrivent certaines barres ayant des longueurs de près de 5 km. L'alignement des barres serait parallèle avec la direction du paléocourant soit vers l'ouest-nord-ouest. L'érosion de la partie sud de la Moraine de Minooka, laquelle présente des pentes abruptes de 20 %, serait une autre preuve de l'action érosive du Torrent de Kankakee (Ekblaw et Athy, 1925; figure 3.16).

Des IWLP, datés à 19,2 ka cal BP, évoquent un moment plus stable où la végétation commence à s'installer, dans un environnement périglaciaire, environ au moment de la construction de la Moraine de Wilton Center, plus à l'est (Caron et Curry, 2018). Cette moraine marque une nouvelle position de la marge glaciaire lors de son retrait du comté de Will. L'espacement des crêtes se réduisant vers l'est de la Moraine de Manhattan permet de penser que le front morainique du Lobe secondaire de Joliet a stagné plus longtemps lors de la mise en place de la première crête à l'ouest. Les quelques kettles qui y sont présents suggèrent une fonte graduelle de la glace.

Le LGLM a par la suite continué à se retirer vers le nord-est, laissant place au Lac proglaciaire Milwaukee dans le bassin du lac Michigan. Ce dernier s'étendait jusque dans la région nord-est du comté de Will, durant la Phase de Milwaukee (entre 18,1 et 17,3 ka cal BP) (Curry, 2015 ; Schneider, 1983 ; Schneider et Need, 1985). Le LGLM a réavancé dans ces dépôts lacustres pour former le système morainique de Valparaiso durant la Phase de Crown Point (17,3 à 16,7 ka cal BP). Le système morainique de Valparaiso est composé de moraines de chevauchement, mises en place en feuillet,

typiques du nord-est de l'Illinois (Willman et Frye, 1970 ; Johnson et Hansel, 1999). Le relief actuel de ses moraines serait hérité des moraines sous-jacentes, dont celle de Woodstock (Curry, 2015 ; Johnson et Hansel, 1999). La nature discordante des moraines de poussée du système morainique de Valparaiso avec les moraines antérieures de décrépitude est visible par leur morphologie typique et reflète donc une modification du régime de la dynamique du LGLM (annexe C).

Le LGLM a bloqué le drainage naturel de l'eau vers le nord avec la mise en place du système morainique de Valparaiso qui a modifié l'ancienne ligne de partage des eaux probablement située à l'arche de Kankakee (Colman *et al.*, 1994; Wayne, 1997). La figure 3.17 présente la disposition des moraines par rapport aux limites des bassins versants. Un total de six crêtes morainiques ont été identifiées avec le MNT LiDAR dans la région correspondant au système morainique de Valparaiso alors que les observations passées n'en dénombrent que cinq (Willman et Frye, 1970 ; Curry, 2015). Si toutes les crêtes sont associées entre elles, on estime que le Lobe secondaire de Joliet a réavancé sur des distances inégales au sud et nord du comté de Will. La distance entre les cinq premières crêtes à partir de l'ouest, près de la ville de Beecher, est de 1,2 km qui suggère des avancées sur une distance plus courte alors qu'au nord de la rivière Hickory, la distance entre ces crêtes est de 0,7 km. De plus, l'espacement de 4 km entre la cinquième et la sixième crête, près de University Park, laisse présumer une avancée sur une encore plus courte distance.

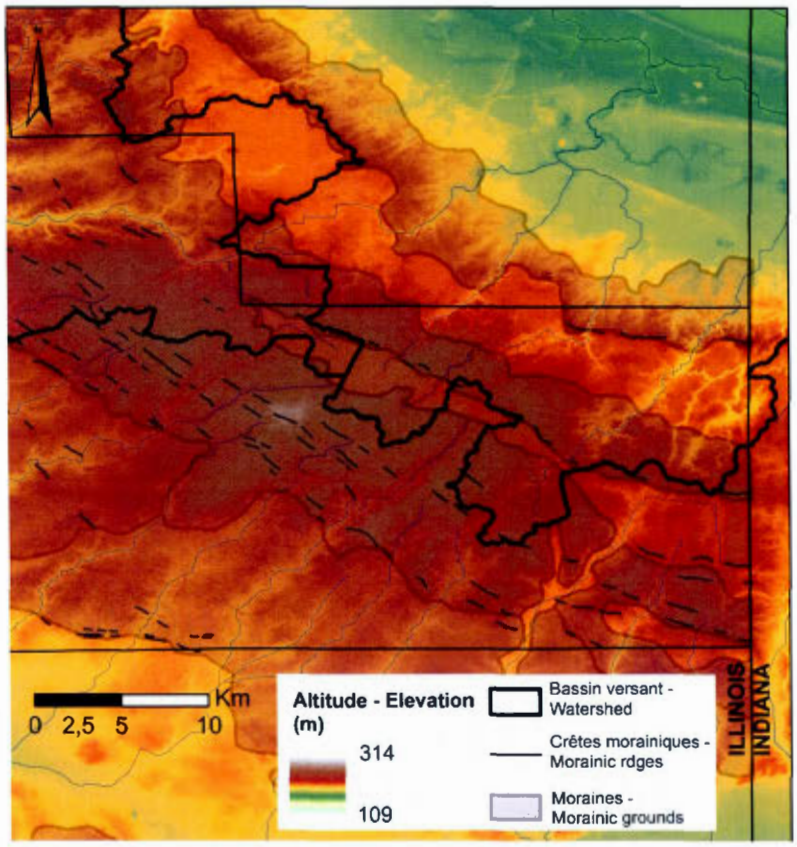


Figure 3.17 Relation des bassins versants de l'est du comté de Will avec les crêtes morainiques.
Arrangement of the watershed limits and the morainic ridges in Will county.

Les six crêtes du système morainique de Valparaiso ont des pentes asymétriques avec des pentes en aval glaciaire plus abruptes que les pentes en amont. Les moraines du système morainique de Valparaiso sont similaires à celles formées par le LGLM au centre de l'Illinois (Johnson et Hansel, 1999). Quelques lacs proglaciaires observés dans le système morainique de Valparaiso permettent de comprendre l'évolution dans le temps de la dynamique glaciaire. Certains de ces lacs, de petites dimensions, se

sont développés à l'intérieur de chenaux d'eau de fonte et de chenaux sous-glaciaires préexistants (Hansel et McKay, 2010). Le Lac Pine Creek, un grand lac proglaciaire, est daté à 15,4 ka cal BP et est situé au nord-est de University Park (Caron et Curry, 2018). Il est visible par son cordon littoral à l'est qui marque la dominance des vents en provenance de l'ouest. Le Lac Eagle, à l'est de Beacher, est daté à 16,3 ka cal BP à 18 m de profondeur et, à 9 m, à 5,5 ka cal BP (Caron et Curry, 2018). Il serait plutôt le résultat d'un effondrement des parois d'une vallée tunnel en raison des terrasses nettement visibles qui le ceinturent. Les rares eskers observés sur le lieu d'étude ont une orientation nord-est sud-ouest qui témoignent d'un écoulement des eaux de fonte généralement en direction du sud-ouest, perpendiculairement à l'orientation des moraines de Valparaiso. Le drainage sous-glaciaire du LGLM devait comprendre des chenaux anastomosés formés par des sédiments à grains fins, dus au substrat à lits déformables et à une glace pauvre en débris (Patterson *et al.*, 2003 ; Kehew *et al.*, 2005). Ces composantes qui ne favorisent pas la mise en place de formes fluvioglaciaires telles que les eskers et les kettles expliqueraient la quasi-absence de ces formes dans le comté de Will (*Ibid*). L'arrangement des eskers des vallées Deer et Plum peut tout de même nous indiquer le contexte de déglaciation à cet endroit. La position des deux eskers à l'intérieur des vallées d'évacuation d'eau de fonte indique qu'ils sont postérieurs à la formation de ces vallées (Fisher *et al.*, 2005). De plus, les vallées incisent la Moraine de Tinley et s'élargissent juste au front de celle-ci, ce qui pourrait indiquer qu'elles étaient actives avant la construction de la moraine. La présence de chenaux dendritiques, de lacs allongés, de rivières qui ne correspondent pas à la largeur de leur vallée et la présence d'eskers à l'intérieur de ces vallées sont des caractéristiques qui correspondent aux chenaux tunnels (*tunnel channels*), comme certaines des vallées observées au Michigan et au Wisconsin (*Ibid*). Ce type de vallée est d'origine sous-glaciaire comme le confirment aussi la nature et l'épaisseur des dépôts grossiers sous-jacents.

Le système morainique de Lake Border se serait formé durant la Phase tardive de Crown Point (Curry, 2015). Des IWLP sur la Moraine de Tinley ont été datés à 16,8 ka cal BP et à 17,6 ka cal BP (Curry, 2015 ; Curry *et al.*, 2014, p.28). Le LGLM se serait retiré de l'Illinois pour la dernière fois vers 17 ka cal BP (Curry *et al.*, 2014).

Le Lac glaciaire Chicago s'est formé au front du LGLM tardivement à la Phase de Crown Point et durant la Phase de Glenwood (entre 16,7 et 14,7 ka cal BP) (Curry, 2015). Plusieurs périodes de débordement du Lac Chicago ont été observées, jusqu'à la Phase de Nipissing à l'Holocène, empruntant les chenaux, antérieurement formés à la Phase de Woodstock, dans les vallées des rivières Du Page et Des Plaines et de leurs tributaires (Curry *et al.*, 2014 ; Leverett, 1897). Suite au retrait glaciaire, le ravinement fluvial a entaillé les dépôts de surface. L'érosion fluviale la plus marquée entaille les moraines avec des vallées d'une orientation nord-est sud-ouest.

Les dunes se sont mis en place entre 12,5 et 9 ka cal BP et sont les dernières formes postglaciaires à s'être formées dans le comté de Will (Xiadong, comm. pers.). Leur genèse est liée à la fin des évènements du Torrent de Kankakee et du Lac glaciaire Wauponsee (voir chapitre 4). La baisse des niveaux d'eau des lacs Wauponsee, Morris et Cryder a engendré la déposition de sable d'exondation. Avant l'apparition de la végétation, cette large quantité de sédiments sableux aurait été exposée à l'action du vent dominant d'ouest formant les champs de dunes (Willman et Frye, 1970). Les dunes sont maintenant stabilisées et végétalisées dans le comté (figure 3.18). Leur forme indique des vents en provenance de l'ouest et de l'ouest-nord-ouest.

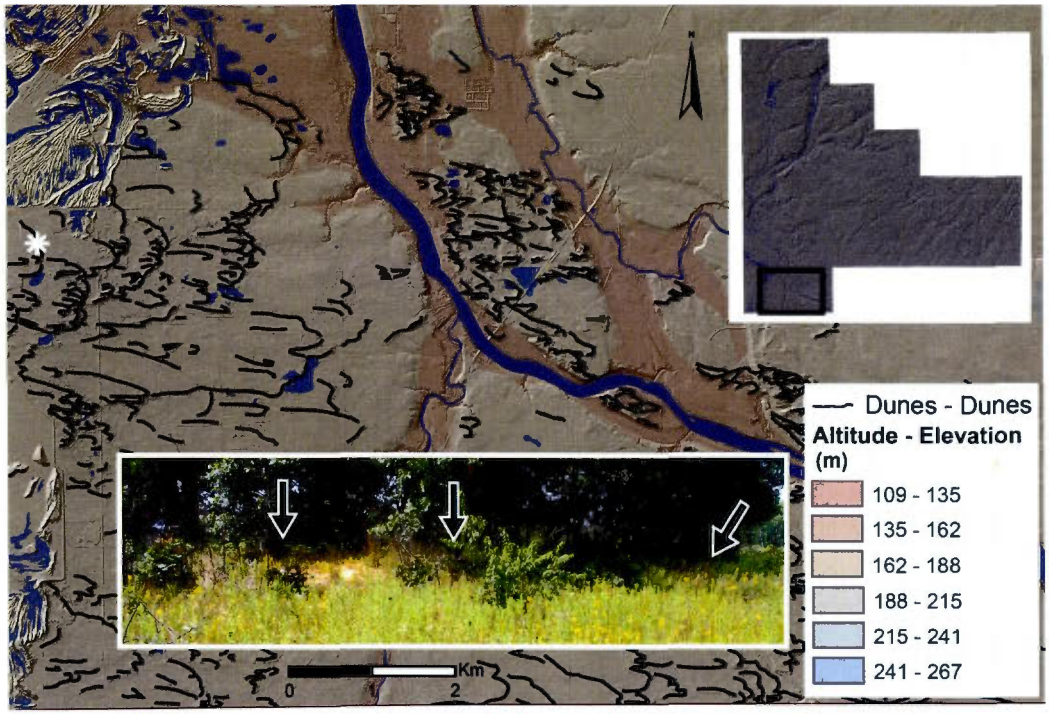


Figure 3.18 Dunes au sud du comté de Will. Les flèches pointent le sommet et l'aval de la crête. La prise de photo est vers l'est et est indiquée par l'astérisque sur la carte.

Dunes in south Will county. The ridge and the slip face are showed by the arrows. The location of the picture is shown by an asterisk mark on the map.

CHAPITRE IV

CHARACTERIZATION OF THE MORRIS AND CRYDER GLACIAL LAKE STRANDLINES BASED ON LIDAR DTM AND ESTIMATION OF GLACIO-ISOSTATIC UPLIFT IN GRUNDY AND WILL COUNTIES, ILLINOIS, USA.

The main objective of this study is to contribute at the reconstruction of the complex glacial lake successions in the southwestern and southern Chicago metropolitan area, Illinois by a geomorphologic approach based on LiDAR DTM. More specifically, this study provides new insights into the characterization of the Morris and Cryder phases of glacial Lake Wauponsee by using LiDAR in Grundy and Will Counties. Two specific goals are addressed in this paper. First, the main physical characteristics of the lake terraces are described. Then, we propose an estimation of the rate and orientation of the glacio-isostatic tilt associated with the identified terraces in order to associate them with each of the glacial lake phases.

Using GIS tools, glaciolacustrine terraces were identified in the Morris basin in the western part of Will County. The latest terraces are associated with the lower stages of glacial Lake Wauponsee. ArcGIS 10.3 – *3D Analyst* was used to produce cross sections that permitted the identification and measurement of the top of the wave-cut scarps of those lacustrine terraces. In the Morris basin, three levels of terraces were measured in Will and Grundy Counties. In the Coal City area, a terrace at an elevation ranging between 167 to 172 m, is correlated with the Willow terrace associated with glacial Lake Morris. An intermediate level terrace was identified north of Morris between 166 to 169 m. This terrace is associated with glacial Lake Cryder (*Ibid*). The lowest terrace level was measured at an elevation ranging from 161 to 162 m. This terrace is located at the actual junction of the Des Plaines and Kankakee rivers. For all terraces, we observed that their highest level is always located toward the east. For

the latest terrace, by using ArcGIS - *Spatial Analyst*, we observed that the top of the terrace is tilted (0.15 m/ km) towards the NNE (023°). New association of terraces for each lake phases, glacial Lake Morris and glacial Lake Cryder, has led to a reconfiguration of the known extent of these lakes, which are now thought to extend several kilometers farther south.

4.1 Introduction

During the Late Wisconsin Episode, northeastern Illinois experienced numerous glacial advances and retreats (Willman and Frye, 1970). The modern-day landscape reveals a series of arcuate moraines that formed when the Lake Michigan Lobe (LML) crossed the region (Fig. 4.1A). Meltwater was ponded by LML moraines resulting with proglacial lakes Wauponsee, Watseka, Pontiac, Ottawa, and Chicago (Willman and Payne, 1942; Willman and Frye, 1970; Fig. 4.1A) which left a strong imprint on the geomorphology and surficial geology. Glacial Lake Wauponsee (Willman and Payne, 1942) extended between the Marseilles Morainic system and the LML at 19 000 cal yr BP, covering 1 500 km^2 of Grundy and Will Counties (Curry *et al.*, 2014; Fig. 4.1A and B) that host the Fox and Des Plaines rivers (Willman and Payne, 1942). The Kankakee torrent catastrophically drained glacial Lake Wauponsee (Ekblaw and Athy, 1925; Curry *et al.*, 2014). Subsequent periods of high discharge into Wauponsee basin formed shallower lakes, and continued overflow progressively lowered the lakes to a base level (Willman and Payne, 1942; Willman and Frye, 1970). Previous works have shown a succession of beach ridges and scarps elevations related with each glacial lake phase including 198 m (Wauponsee; Goldthwait, 1909), 171 and 165 m (Morris and Cryder, respectively; Leverett, 1897; Culver, 1922 and Willman and Payne, 1942). Two terraces identified by Curry *et al.* (2014) north of the Illinois River were associated with lakes Morris and Cryder, including the Willow Terrace (174 m) and an unnamed terrace (166.1 m), respectively. Shaded relief maps of LiDAR DTM data led to review past elevation and locations strandlines associated

with the Morris and Cryder glacial lake phases. The value of LiDAR data for documenting the elevation, extent, and inclination of paleo-shorelines of postglacial glaciolacustrine phases has been demonstrated by numerous studies, including those of Bird and Kozlowski (2016), Yang and Teller (2012), Hickin *et al.* (2015), Howard (2015) and Milette and Daigneault (2013).

This study provides new insights into the two short-lived lakes Morris and Cryder from the glacial Lake Wauponsee based on LiDAR data covering Grundy and Will Counties, northeastern Illinois. This paper has two main objectives. First, we document the main physical characteristics (location, elevation, and morphology) of the lake strandlines that allow to review the extent of the glacial lakes. Then, we present an estimate of the rate and orientation of the glacio-isostatic tilt associated with the mapped strandlines in order to refine the evolution of the glacial lake phases.

4.2 Regional setting

The study area covers the watershed of the Illinois River, which flows southwestward towards the Mississippi River (Fig. 4.1C). The average elevation of the study area varies between 250 m asl in the eastern part, where it is characterized by hummocky landscape (Wheaton Morainal Country). The western part of the area is flatter and covered by fine-grained lacustrine sediments that were deposited in Lake Wauponsee and now forming a paleosurface with an average elevation of 150 m asl. The local bedrock geology consists predominantly of Paleozoic sedimentary rocks (sandstone, shale, limestone, dolomite and coal; Kolata, 2010). Thickness of glacial sediments exceeds 85 m along the Valparaiso Morainic system (Leighton *et al.*, 1948).

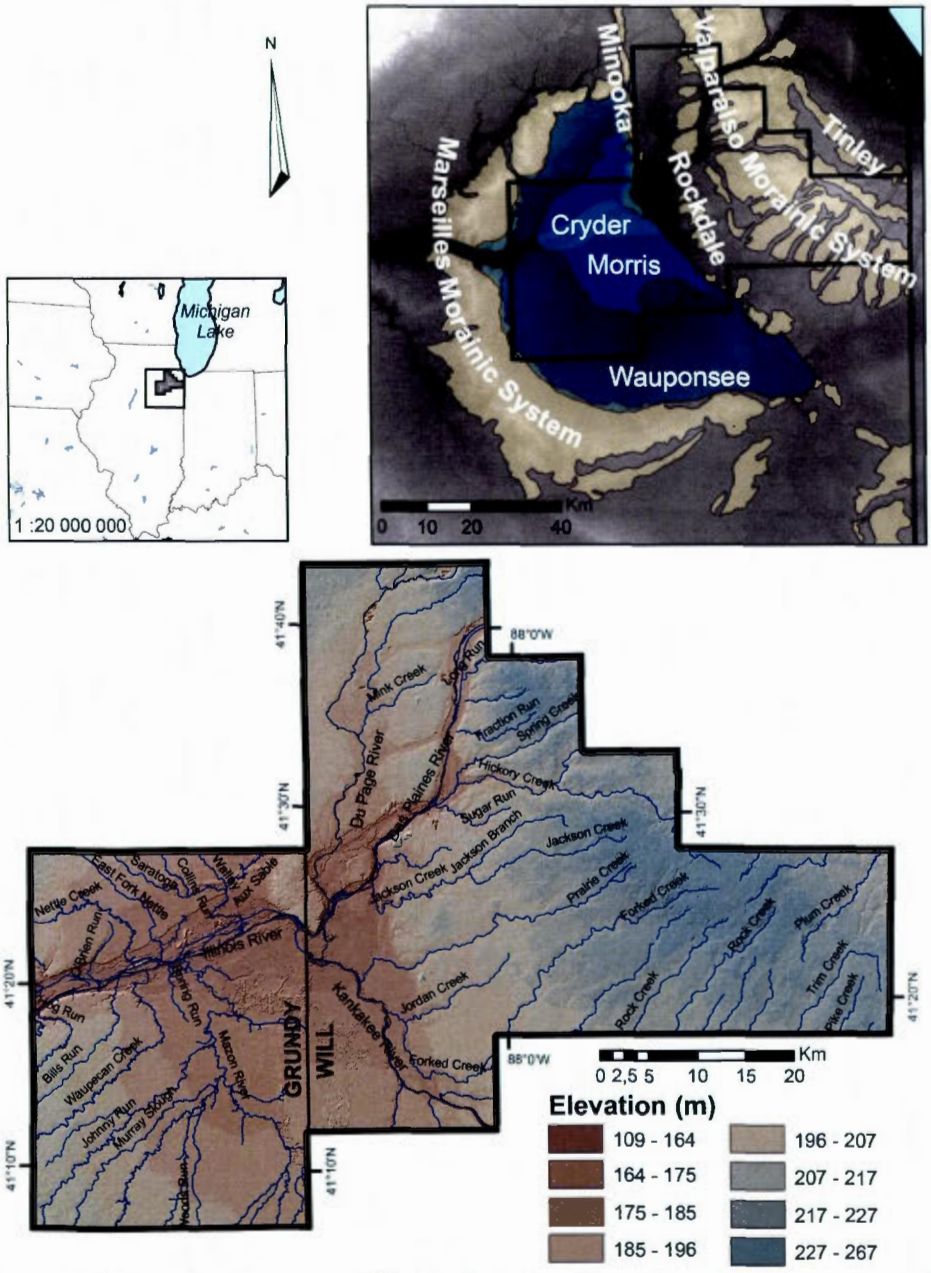


Figure 4.1 Map of northeastern Illinois, featuring Grundy and Will Counties (B), physiographic context (C) and names and locations of moraines and glacial lakes (A) (modified from Hansel and Johnson (1996) and Curry *et al.* (2014)).

The Des Plaines River flows in a valley formed by the dissection of a bedrock divide by an earlier river. The floor and the lower slopes of the valley walls are cut into the bedrock. This valley formed an outlet channel of Lake Chicago and later carried discharge from other glacially ponded waters in the Superior, Huron, Erie, and Michigan basins (Bretz, 1955). The valleys of the two branches of the DuPage River and Salt Creek were formed by the erosion from the subglacial channel and have not been significantly modified since. The West Branch of the DuPage River west of Winfield is one of a few rivers that transect moraine ridges. The southern reaches of DuPage River in DuPage County lie over a bedrock valley that has been partially filled by sand and gravel of Henri Formation (Caron, 2016). The Kankakee River flows westward from Indiana to Illinois, and has headwaters located near South Bend (Indiana). Its mouth is at the confluence with the Des Plaines River, where the two rivers merge to become the Illinois River (Fig. 4.1C). From the Illinois-Indiana state line downstream to near the city of Momence, the river channel is underlain by deposits of sand that overly bedrock. The most recent surficial geology maps covering Will and Grundy Counties (Stiff, 2000) are unpublished (1 : 500 000 scale digital maps) and based on field mapping by Hansel and Johnson (1996). The surficial geology of the Chicago area, including most of the study area, was mapped earlier by Bretz (1955) and by Willman (1971). Figure 4.2 presents the lithostratigraphic sequence proposed by Caron and Curry (2018) for the northeastern region of Illinois. The Lemont Formation (the Haeger, Yorkville and, Batestown Members) is well exposed in Grundy and Will counties and, is associated with numerous moraines in the study area, including the Marseilles Morainic Complex, and the Minooka, Rockdale, Woodstock, Wilton Center, and Manhattan moraines. In Will County, the Wadsworth Formation forms the surficial unit which comprise the Valparaiso Morainic System, and the Tinley Moraine of the Lake Border Moraines. The Mason Group consists of fine to coarse-grained and sorted sediments that are

found beneath and interfingered with the Wedron Group.

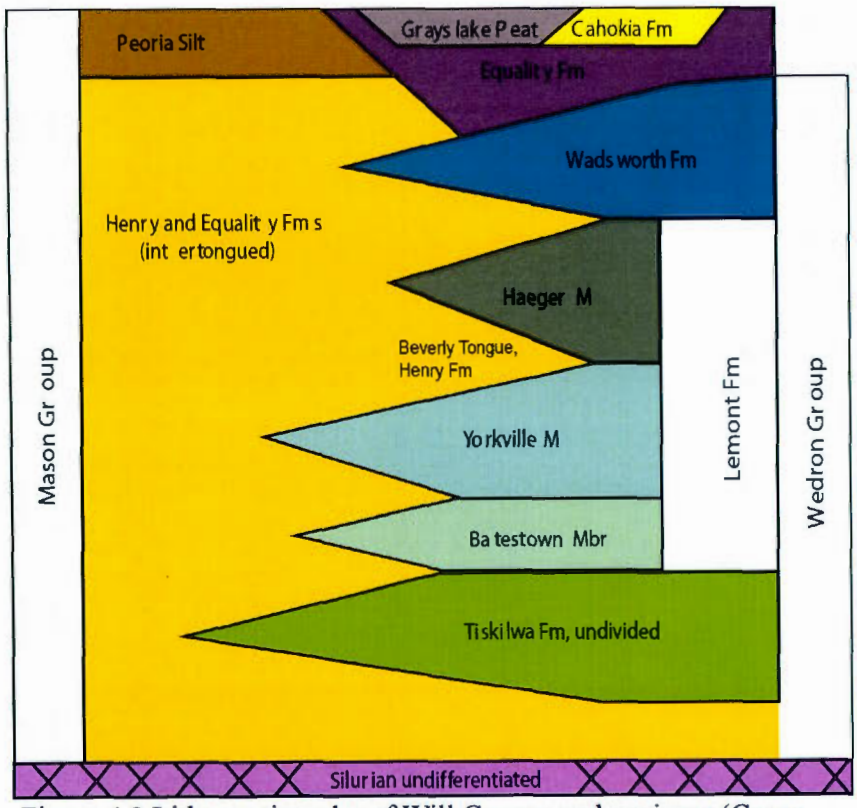


Figure 4.2 Lithostratigraphy of Will County and environs (Caron and Curry, 2018).

4.3 Materials and Methods

4.3.1 Geographic information system (GIS) and LiDAR

The glacial lake strandlines were identified on a Digital Terrain Model (DTM) generated by LiDAR data from 2004 and 2008 and digitized in ArcGIS 10.3.1 (ESRI) for Will and Grundy Counties, respectively. The LiDAR data were provided by the

Illinois Department of Transportation (IDOT) from the Illinois Height Modernization Program (IHMP; ISGS, 2015). The horizontal datum for Will County is the North American Datum (NAD) 1983/1997 and for Grundy County, NAD1983. The vertical datum is the North American Vertical Datum (NAVD) 1988 for both counties. The vertical accuracy is 0.108 m (0.353 ft) Root Mean Square Error (RMSE) for Will County and 0.085 m (0.28 ft) RMSE for Grundy County. The nominal point spacing for the Will County LiDAR is 1.040 m (3.412 ft) and 1.20 m (3.94 ft) for Grundy County LiDAR. To emphasize all aspects of the subtle geomorphology of the landscape, we overlay four hillshade analyses with sun azimuths set at 270°, 315°, 360°, and 30°.

4.3.2 Mapping of Strandline

The location of each strandline was first obtained from the shorelines elevations determined in previous research (Goldthwait, 1909; Culver, 1922; Athy, 1928; Willman and Payne, 1942; Curry *et al.*, 2014), and specifically from previously published maps (Culver, 1922; Willman, 1971, Curry *et al.*, 2014). In those studies, particularly those of Athy (1928), Willman (1971), and Curry *et al.* (2014) the glaciolacustrine levels were measured at the top of the wave-cut scarps (WCS). In order to made present results comparable with their measurements, we choose to measure the glaciolacustrine strandlines at the top of the WCS. By this decision, we infer that the elevation measurements represent the maximal level of the Morris and Cryder lakes.

Nearby terrains with strandline higher than 164 m (the minimal elevation of Lake Cryder provided by previous works) were identified from the LiDAR DTM, at a scale of 1 : 15 000. The "Interpolate Line" tool in the *3D Analyst* extension was used to draw a profile for the characterization of their morphology. The "Profile Graph" tool

was used for obtaining the terrace profiles from the LiDAR DTM data from which elevations were measured (Yang and Teller, 2012). Elevations were computed with the "Identify" tool and were plotted into an attribute table. The nature of the surficial deposits on which the terraces were developed was determined from recent maps produced by the Illinois State Geological Survey (ISGS; Caron, 2018, unpublished work). Extensive ground thrusting was conducted in both counties during fieldwork.

4.3.3 Estimation of the tilt gradient

The "Trend" tool in the *Spatial Analyst* extension was used to estimate trends of the elevation data. The trend is represented by a linear regression because of the polynomial order of 1. The orientation of this surface was converted into a drawn line, and all of the elevation data were reported at an angle of 90°. The relationship between the cumulative distance (x) and the elevations (y) was then measured. The precision of the regression was estimated by the least squares method. The linear regression represents the tilt of the ancient lake surface. The precision of the regression was verified by the coefficient of determination (R^2).

4.4. Results

4.4.1 Strandline characteristics

Glacial Lake Morris strandlines

Figure 4.3A presents the shorelines proposed by different authors for the Morris and Cryder lakes. Based on those data and our interpretation from the LiDAR DTM, strandlines associated with glacial Lake Morris have been identified in three areas, two north of the Illinois River (respectively 7 km NW and 8 km NE of Morris) and

one on the south side (1 km northeast of Gardner City; Fig. 4.3B). On both sides of the Illinois River, the Morris strandlines have been largely eroded by postglacial fluvial processes.

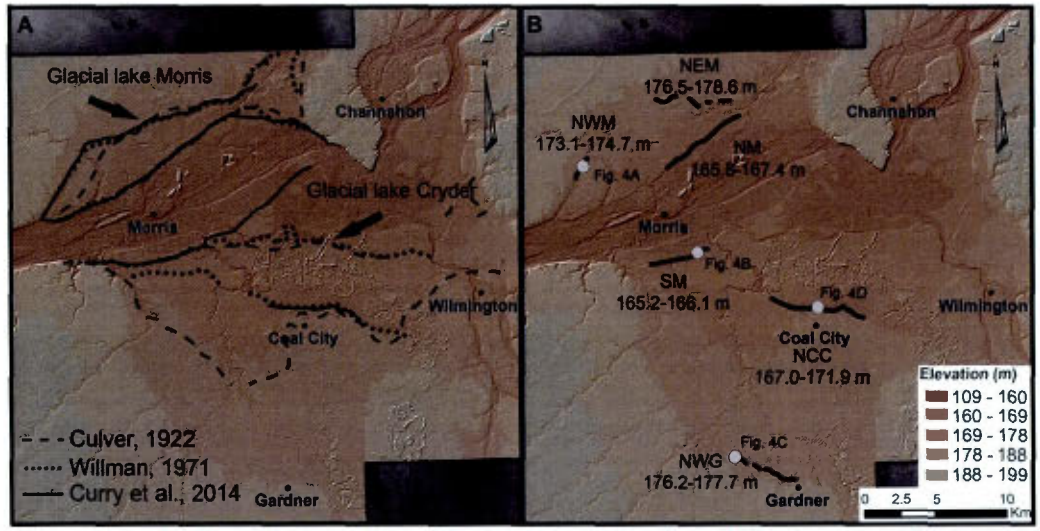


Figure 4.3 A) Compilation of the Glacial Lakes Morris and Cryder strandlines from previous work. B) New standlines of Morris and Cryder lakes.

Northwest of Morris (NWM strandline), a strandline with an elevation measured between 173.1 and 174.7 m corresponds to the estimated elevation of the glacial Lake Morris (171 m as described by Willman and Payne, 1942 and 174 m for the Willow terrace described by Curry *et al.* (2014; Fig. 4.3A and B and Table 4.1). The wave-cut scarp (WCS) of this strandline extends for a distance of about 1.6 km towards the NE and the average height is 2 m. As with all the strandline observed on the LiDAR DTM and associated with this glacial lake, the WCS shows a very slight slope along the scarp (approximately 1.1 %, Fig. 4.4A). Northeast of Morris (NEM strandline), four segments of generally east-west orientation scarp extends for about 5.8 km at a

slightly higher elevation, between 176.5 and 178.6 m. The height of their WCS is also greater than in the western area at 5.7 m and the WCS is more pronounced with an angle of 3.2 % (Table 4.1). South of the Illinois River, near Gardner City (NWG strandline), a new WCS was identified at similar elevations (between 176.2 and 177.7 m) to the NEM strandline. This NW-SE oriented strandline extends over 4.5 km, the average height of the WCS is 1.5 m, and its inclination angle is also very gradual (1 %, Fig. 4.3B and 4.4C). All these WCS were formed by erosion of the fine-grained sediments of the Equality Formation (Fig. 4.2).

Glacial Lake Cryder Strandlines

The strandlines associated with Cryder Lake (164.6 m for Culver, 1922 and 166.1 m for Curry et *al.*, 2014) are located in two separate regions: north of the Illinois River, 3.3 km north of Morris (NM strandline) and south of the Illinois River, 3.2 km south of Morris (SM strandline) (Fig. 4.3B). In general, these strandlines are more continuous than those associated with Morris Lake.

North of the Illinois River, the NM strandline has an elevation varying between 165.8 and 167.4 m and extends for 6.3 km along the Illinois River. The height of the WCS is about 5.7 m and the inclination angle is 8.8 %, higher than those measured for the Morris Lake strandlines (Table 4.1). South of Morris, there is another strandline segment parallel to the Illinois River for 4.2 km. Locally, a 1 m high ridge (beach or levee) has been identified at the top of the WCS (Fig. 4.4B). Here, the elevation measurement was taken on the bench of the WCS at the back of the ridge. The elevation of this strandline varies between 165.2 and 166.1 m; the height of WCS is 4.2 m on average and its inclination angle is 4.4 % (Table 4.1). As with the Morris Lake strandlines, the Cryder Lake strandlines were eroded from fine sediments of the Equality Formation (Fig. 4.2), but in some places, from sand and gravel of the Henry

Formation as well.

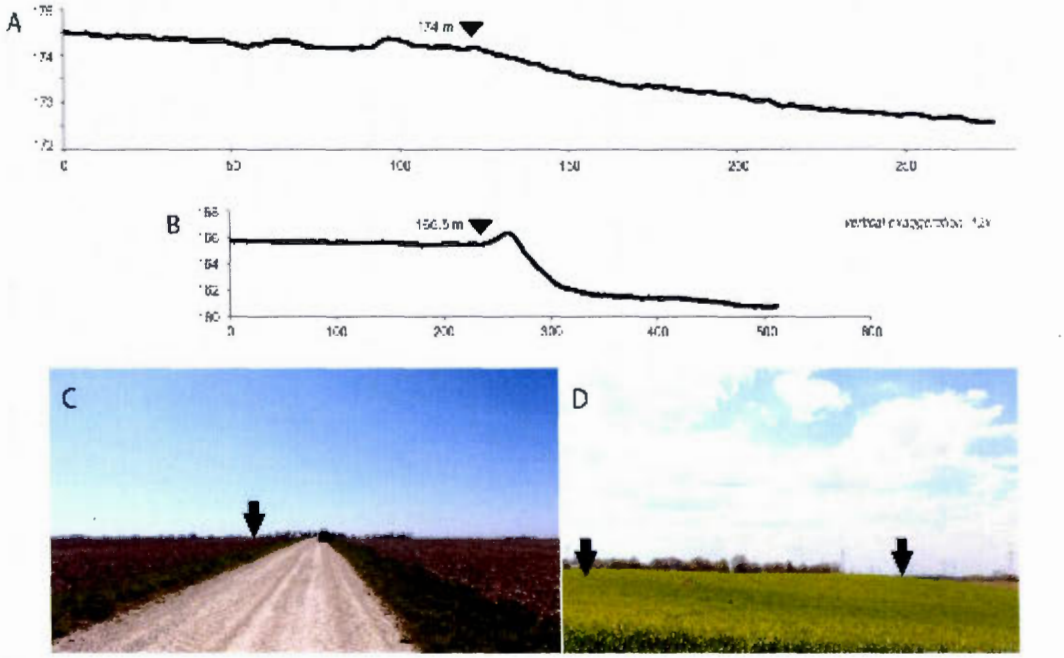


Figure 4.4 A) Topographic profile of the terrace located northwest of (NWM) associated with Glacial Lake Morris. B) Topographic profile of the terrace located south of Morris (SM) associated with Glacial Lake Cryder and, showing a sharp wave-cut scarp C) Photographs showing example of the terrace located northwest of Gardner (NWG) associated with former Glacial Lake Morris (azimuth 189°). D) Photographs showing the terrace located north of Coal City (NCC; azimuth 189°).

The Coal City strandline

In the Coal City area (Grundy County), a generally east-west strandline (NCC strandline) extends for 7 km (Fig. 4.4D). This strandline was associated with Morris Lake according to Culver (1922), Willman and Payne (1942) and Curry *et al.* (2014; Willow Terrace) (Fig. 4.3A). However, the elevation measured varies between 167

and 171.9 m, which are elevations associated with Cryder Lake. The average height of its WCS is 3.5 m and its inclination angle is 2.9 % (Table 4.1). This strandline seems to continue into Will County, but the activities related to coal mining have considerably changed its morphology.

4.4.2 Estimation of tilt gradient

Glacial Lake Morris

A total of 82 elevation measurements were obtained on wave-cut scarps (WCS) associated with Lake Morris: 21 measurements for the NWM strandline, 31 for the NEM strandline and 30 for the NWG strandline. Then, we compared them with the 30 elevation measurements that were obtained for the NCC strandline that previous works linked with Morris Lake (Fig. 4.3, Table 4.1 and 4.2). On average, one measurement was taken every 150 m along the strandlines. Trend analyses were produced with different combinations of strandline to validate correspondence between them (Table 4.2). The first trend analysis consisted of calculating glacio-isostatic rebound for the three Morris strandlines identified in the literature, namely the NWM, NEM, and NCC strandlines. For this combination, the calculated regional tilt is 0.68 m/ km towards the NNE (011°). The coefficient of determination (R^2) for this elevation data set is 0.94. A second combination, with the NWM and NEM strandlines only, produced a recovery rate of 0.51 m/ km, with an orientation toward 022°, with R^2 at 0.97. A final analysis was conducted by combining the strandlines north of the Illinois River (NWM and NEM) with a new strandline in the Gardner area (NWG). This combination resulted in a recovery rate of 0.40 m/ km toward ENE (073°) with an R^2 of 0.92.

Table 4.1 Wave-cut scarps characteristic associated with glacial lakes Morris and Cryder.

Glacial lake	ID	Location	Elevation (m)	n Elev[a]	Lenght (km)	Height (m)	Slope (%)	Stratigraphic Units
Morris	NWM	North West of Morris	173.1-174.7	21	1.6	2	1.1	Equality Fm[b]
	NEM	North East of Morris	176.5-178.6	31	5.8	5.7	3.2	Equality Fm
	NWG	North West of Gardner	176.2-177.7	30	4.5	1.5	1	Equality Fm
			total	82				
Cryder	NM	North of Morris	165.8-167.4	30	6.3	5.7	8.8	Equality Fm + Henry Fm
	SM	South of Morris	165.2-166.1	30	4.2	4.1	4.4	Equality Fm + Henry Fm
			total	60				
	NCC	North of Coal City	167-171.9	30	7	3.5	2.9	Equality Fm
			total	90				

The strandline north of Coal City is presented aside to put emphasis on the data.

[a]Number of elevation measurement

[b]Formation

Glacial Lake Cryder

A total of 90 elevation measurements were made on the strandlines associated with Cryder Lake: 30 on each of the NM and SM strandlines and 30 measurements on the Coal City strandline (NCC strandline). On average, elevation data were recorded every 185 m. Lake level strandlines were combined (Table 4.2) for Cryder Lake. The first combination consisted of calculating the isostatic uplift rate using the NM and SM wave-cut scarps (WCS). This trend shows a tilt of 0.15 m/ km towards the NNW (345°) and a lower coefficient R^2 (0.74) that the previous combinations calculated for Morris Lake. The second trend analysis of elevation data was measured from the NM, SM and the Coal City (NCC) strandlines, that was previously associated with Morris Lake. From these data, a recovery rate of 0.38 m/ km, towards the east (083 °, Table 4.2), and a R^2 of 0.84 was calculated.

Table 4.2 Estimation of the regional glacio-isostatic uplift with the combination of different strandlines.

Lakes	Terraces[a]	*n* Elev[a]	Orientation	Tilt	R^2
Morris	NWM+NEM+NCC	82	N011°	0.68m/km	0.94
	NWM+NEM	52	N020°	0.51m/km	0.97
	NWM+NEM+NWG (this study)	82	N073°	0.40m/km	0.92
Cryder	NM+SM	60	N345°	0.15m/km	0.74
	NM+SM+NCC (this study)	90	N083°	0.38m/km	0.84

[a] See table 4.1 for description of the names and figure 4.3B for the location on the map.

4.5 Discussion

Geomorphological analysis of DTM LiDAR facilitates the identification and accurate measurements of the elevation of small-scale isostatically tilted strandlines of glacial lakes Morris and Cryder. Smaller strandlines were located, even with slope as low as

1 %. The trend surfaces, calculated from the elevation data set of the different strandline combinations, show that the elevation increases along inclined planes. The planes are oriented between NNE (011°) and east (073°) for Morris Lake and between NNW (345°) and east (083°) for Cryder Lake (Table 4.2). This regional tilt of these shorelines is compatible with the existence of a differential glacio-isostatic rebound phenomenon associated with the deglaciation of the region. Therefore, the association of the strandlines with each of the lacustrine phases must reflect an accurate glacio-isostatic rebound. According to Curry *et al.* (2014), during the Wauponsee Lake stage, the Lake Michigan Lobe retreated north and east into the Lake Michigan basin, readvancing to form the Minooka and Rockdale Moraines, and Valparaiso Morainic System (Fig. 4.1A). The orientation of glacial retreat was perpendicular to the orientation of these moraines. Consequently, the regional tilt dip azimuth related to glacio-isostasy should be approximately between the NE and E, as previously estimated by Clayton and Attig (1989; between 045° and 060°) in Wisconsin, for a comparable period of time, or by Lewis *et al.* (2005) for deglaciation of the Great Lakes region (040°). Surfaces of trends calculated from the top elevation of the wave-cut scarp in this study confirm the glacio-isostatic rebound in directions estimated by other authors.

4.5.1 Glacial Lake Morris

North of the Illinois River, the strandlines identified by LiDAR DTM northwest of Morris (NWM) and northeast of Morris (NEM) are quite similar to those proposed by Willman (1971) and Curry *et al.* (2014) (Fig. 4.3A and B). However, like Curry *et al.* (2014), we do not extend the NEM strandline into the Aux Sable River valley, west of the Minooka Moraine. South of the Illinois River, two strandlines are associated with Morris Lake: the strandline located north of Coal City (NCC; Fig. 4.3B) described by

Willman (1971) and Curry *et al.* (2014), and a strandline that we have identified with LiDAR DTM northwest of Gardner (NWG). In both cases, the trend surfaces show very high coefficients of determination of more than 0.90. However, the trend surface incorporating elevation data from the Gardner Strandline shows an eastward tilt (073°; Fig. 4.5) concordant with the glacial retreat pattern, while that incorporating the NCC strandline indicates a northward tilt (011°, Table 4.2). Also, the NWM and Gardner (NWG) strandlines have similar morphological characteristics. In general, their height (1.5 and 2 m) and slope (about 1 %) are comparable (Table 4.1). The other strandline associated with Morris Lake, the NEM strandline, differs from the previous two by its height (5.7 m) and its higher slope (3.2 %). However, analysis of the DTM LiDAR data reveals that the bottom of this wave-cut scarp (WCS) was clearly incised by subsequent fluvial erosion. This WCS is not representative of the morphology of the other lake strandlines associated with Lake Morris. In contrast, the NCC strandline, as presented in the next section, has a steeper slope and a higher height than the NWM and NWG WCS, which could have resulted from a different lacustrine phase.

The present authors propose that the Gardner Strandline is associated with Morris Lake (Fig. 4.5). Following this hypothesis, the NWG strandline relocate 12 km the southward shore of the lake and the new extent of Morris Lake is 659 km^2, that is 15 km^2 more than previously measured by Curry *et al.* (2014; Fig. 4.3A; Fig. 4.6). By modeling the regional dip of the glacio-isostatically tilted surfaces, and considering this association of strandline, we identified areas where strandlines of Lake Morris could be present in Will County. For example, 3.3 km N of Wilmington, a WCS at 184 m, identified on the Rockdale Moraine, could be associated with Morris Lake (Fig. 4.5). The location of this strandline would confirm the hypothesis of Curry *et al.* (2014) that the construction of the moraine would be synchronous with the existence

of Morris Lake.

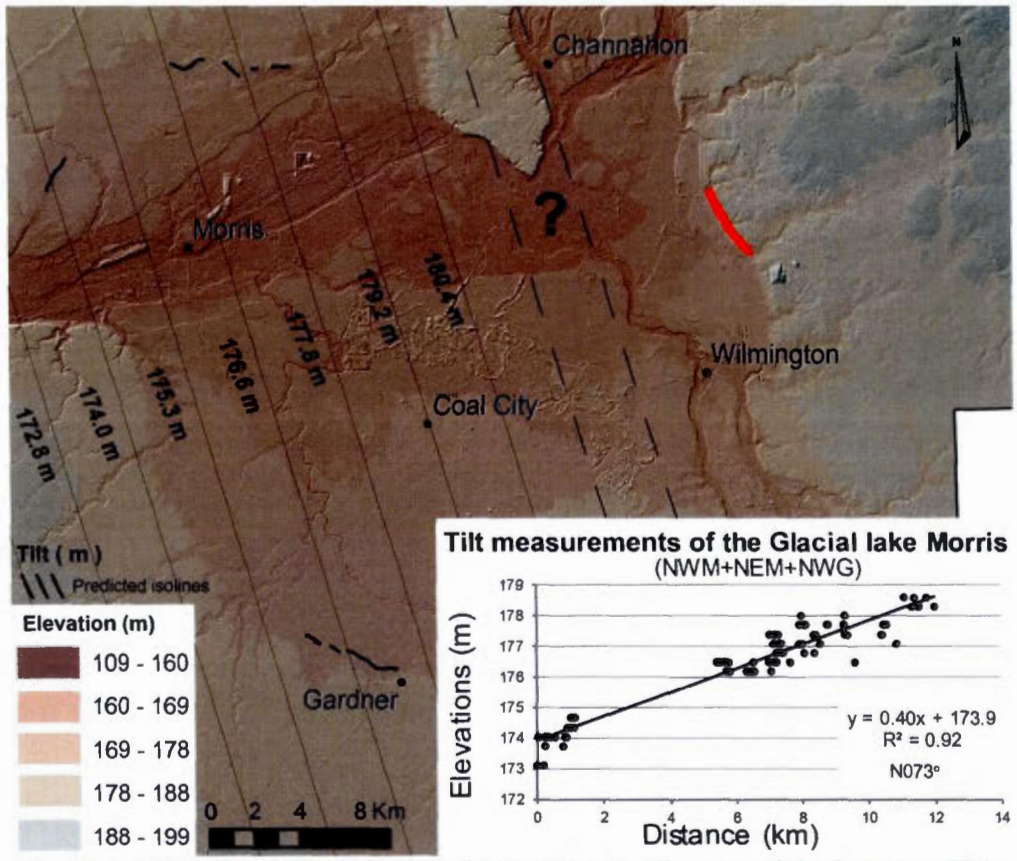


Figure 4.5 The tilt gradient of Glacial Lake Morris. The potential other strandline is shown by the red line.

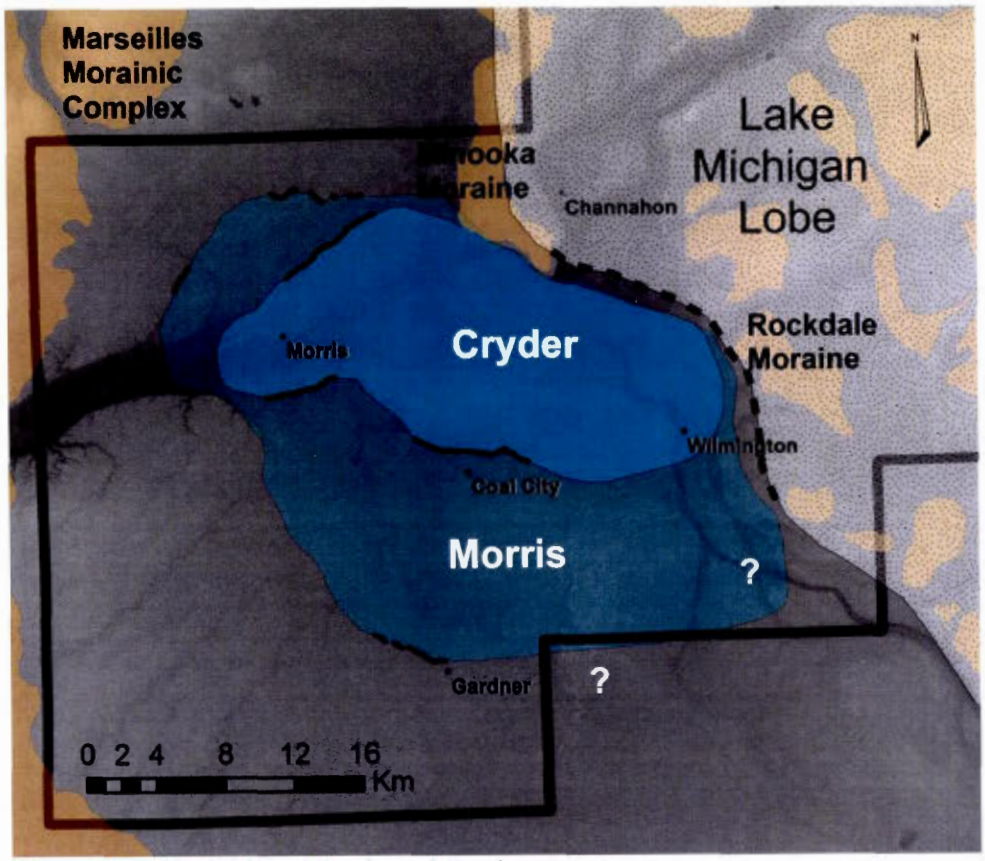


Figure 4.6 Glacial lake Morris and Cryder extents.

4.5.2 Glacial lake Cryder

Glacial Lake Cryder was also mapped by Culver (1922), Willman (1971) and Curry et al. (2014) (Fig. 4.3A). The NM strandline, north of the Illinois River, and the SM strandline, south of the Illinois River, identified by DTM LiDAR, follow the configuration proposed by previous maps (Fig. 4.3A and 4.3B). In the western part of the NM strandline, the establishment of the city of Morris has altered the original landscape morphology. Likewise, the SM strandline is only visible in the western part of the strandline as suggested by the above previous authors. Also, it should also be

noted that, further east, the lake level differs from the shoreline elevations proposed by Culver (1922), Willman (1971) and Curry et al. (2014). The association of the Gardner Strandline (in a range of 176.2-177.7 m) with Morris Lake suggests that the lower elevations of the NCC strandline (167-171.9 m) are associated with Cryder Lake (Table 4.1). The eastward orientation (083°) of glacio-isostatic rebound, as shown by the trend surface integrating this strandline with the two others (SM and NM) located near Morris, is consistent with the one of Morris Lake (073°), and, thus, reinforces this association hypothesis (Fig. 4.7). The coefficient of determination of the trend area data is also more significant (0.84) compared to the strandlines (NM and SM) near Morris (0.74, Table 4.2). It should also be noted that the morphological characteristics of the NCC wave-cut scarps (WCS; height of 3.5 m and slope of 3 %) are more similar to those associated with Cryder Lake's (WCS of NM and SM: height in a range of 4.1 and 5.7 m and slope in a range of 4.4 and 8.8 %, Table 4.1). The NCC strandlines characteristics differ significantly from the more modest slope and height associated with Morris Lake strandlines (NWM and NEM WCS, Table 4.1). These observations reinforce the hypothesis that the NCC strandline is associated with Cryder Lake. This strandline may extend into Will County, to the east, but its strandlines have been so modified by coal mining, agriculture, and eolian processes that they are difficult to discern (Culver, 1922; Willman, 1971). The association of the NCC strandline with the Cryder Lake phase modifies the strandline's maximum extent. The southern limit of the strandline, therefore, extends further south than previously suggested (4.5 km of Culver (1922) and Willman (1971) and also 8 km from the Curry et al. (2014) plot) and the new extent is now measure as 272 km2 that is an increase of 121 km2 from Curry et al. (2014; Fig. 4.3A, 4.6 and 4.7).

In past studies, discussion of the origin of the Cryder strandlines emerged sporadically. The first interpretation (Culver, 1922) mentioned that Cryder Lake may

have been a "wide river with a low gradient" due to the visible beach line and the character of the marginal slope (Culver, 1922). This idea was supported by Curry et al. (2014), that Lake Cryder would have had greater sediment load capacity than Lake Morris. Based on the 6 m high wave-cut scarp near Morris, Willman (1971) interpreted Cryder Lake as the widening of the river when it served as an outlet for glacial Lake Chicago.

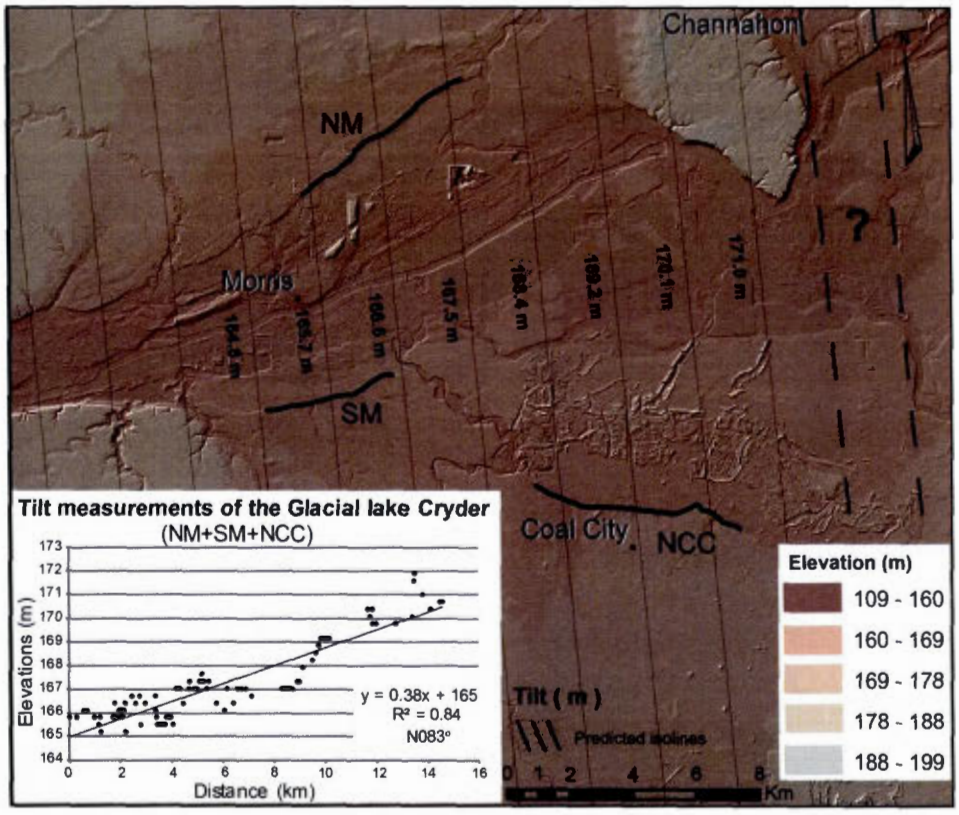


Figure 4.7 The tilt gradient of Glacial Lake Cryder.

The physical characteristics (steep slopes and high elevations) of the wave-cut scarps (WCS) associated with Cryder Lake, the parallel orientation of the SM and NM

shorelines on both sides of the Illinois River, and the presence of sand and gravel from the Henry Formation at the bottom of these two WCS seems concordant with the fluvial origin hypothesis. The SM and NM shorelines are more likely to be terraces than strandlines. The origin of the sand ridge observed on the SM shoreline is presumably more a levee. The NCC terrace could be the results of the wider section upstream of this river.

4.5.3 Measured regional glacio-isostatic rebound of shorelines

The glacio-isostatic rebound measurements estimated by combining the Gardner Strandline (NWG) with the Morris Lake episode and the NCC strandline with that of Cryder Lake are comparable at 0.40 m/ km and 0.38 m/ km, respectively. These data reflect: (1) the short period of time between these two phases; (2) the time between the beginning of the drainage of Lake Wauponsee at 19 ka and up to about 14 ka; and (3) the fact that Cryder Lake was present during the drainage of Lake Chicago (Curry *et al.*, 2014). These rates are also comparable (in a range of 0.2 and 0.7 m/ km) with the regional rates estimated by Clayton and Attig (1989) in Wisconsin for the same time period (Table 4.3). The orientations of the shorelines' uplift gradients are compatible with those computed in other regional studies. It should be noted that our tilt data (073° and 080°) are similar to those of Clayton and Attig (1989; 045° to 060°) in Wisconsin and with more regional data for all the Great Lakes area (N040°; Lewis *et al.*, 2005; Table 4.3).

Table 4.3 Comparison of the regional glacio-isostatic uplift.

Time Span	Glacial lakes	Region	Tilt (m/km)	Orientation	Authors
19 000 - 18 000 cal yr BP	Wauponsee	North-eastern Illinois	0.03[b]	N026°	Curry, 2015; Curry *et al.*, 2014
22 600 - 16 500 cal yr BP[a] (19 000 - 14 000 BP)	Wisconsin	South central	0.7	N060°	Clayton & Attig, 1989
		Wisconsin	0.06	N045°	
			0.2	N055°	
20 000 - 16 700 BP	Morris	North-eastern Illinois	0.40	N073°	This study
	Cryder		0.38	N083°	
13 600 cal yr BP	Glacial lake Oshkosh	East of Wisconsin	0.15	N022°	Clark *et al.*, 2008
12 600 cal yr BP until today	Great Lakes Basins	Great Lakes	0.5[b]	N040°	Lewis *et al.*, 2005

[a] Calibrate with *Fairbanks0107* (2005)

[b] Tilt estimated from a map

4.6 Conclusions

Accuracy of elevation data from LiDAR-derived DTM allowed the identification of wave-cut scarps (WCS) with small amplitudes (1 % slope) associated with glacial lakes Morris and Cryder. In accordance with the axis of the Lake Michigan Lobe regional glacio-isostatic rebound, the elevation of WCS increases towards the ENE and the E. The association of the strandlines with each of the two lacustrine phases was computed by combining the morphological characteristics of the WCS (elevation, height and slope) with the trend surfaces derived from their elevation.

Glacio-isostatic uplift rates estimated from these trend areas are consistent with regional recovery rates. The morphological differences of the Morris and Cryder shorelines could be related to a different origin (lacustrine and fluvial). Combining traditional mapping method with the LiDAR-derived surface terrain mapping method is an effective and efficient approach for characterizing and differentiating fluvial and glaciolacustrine shorelines. This new association of the strandlines for each of the lake phases, the NWG strandline for Morris Lake and the NCC strandline for Cryder Lake, has led to a redefinition of the known extent of these water bodies, which are now thought to extend several kilometers farther south. This methodology, using both geomorphology and uplift gradient modeling of the tilt of the paleoshorelines from LiDAR DTM, could be applied to other areas to specify the extent of glacial lakes and to estimate local uplift gradients.

CONCLUSION

Ce mémoire en géomorphologie quaternaire a contribué à augmenter les connaissances scientifiques concernant les comtés de Grundy et Will, au nord-est de l'Illinois. La cartographie basée sur un MNT-LiDAR, d'une résolution d'environ un mètre par pixel, permet d'identifier des formes souvent indiscernables par les méthodes de photo-interprétation conventionnelles et ainsi, de préciser l'histoire glaciaire et postglaciaire régionale. L'objectif principal de cette recherche, de faire l'inventaire des phases glaciolacustres des lacs glaciaires Morris et Cryder, a ainsi été atteint. Les formes glaciaires et postglaciaires de la région, notamment les drumlinoides, les moraines, les formes fluvioglaciaires, les rebords de terrasses et les dunes, sont illustrées et expliquées dans l'objectif secondaire 1. Cette cartographie du comté de Will a servi de mise en contexte aux évènements glaciaires et postglaciaires des phases glaciolacustres Morris et Cryder. Par la suite, la description des caractéristiques morphologiques des terrasses glaciolacustres associées aux phases lacustres dans le comté de Grundy a été faite dans l'objectif secondaire 2 et met en évidence, entre autres, une nouvelle terrasse au nord-ouest de Gardner (NWG). Finalement, le gauchissement des terrasses glaciolacustres a été modélisé dans l'objectif secondaire 3 affin d'associer les terrasses à chacune des phases glaciolacustres.

Le contexte de la déglaciation du nord-est de l'Illinois comprend deux dynamiques glaciaires dominantes. Elles sont visibles par le type de moraines sur le lieu d'étude. Les premières moraines (Minooka, Rockdale, Wilton Center et Manhattan) à s'être

mises en place ont des reliefs bosselés, sont de basses altitudes et possèdent des kettles, kames et IWLP. Elles évoquent une glace plutôt stagnante et en décrépitude. Quant au système morainique de Valparaiso, il se démarque par son talus abrupt à l'ouest, son relief élevé et son absence de formes fluvioglaciaires qui suggèrent une glace active et de poussée. Le paysage est aussi marqué par l'évacuation des eaux de fonte glaciaire. Les lobes d'Huron-Érié, de Saginaw et du lac Michigan ont concentré leur écoulement provenant du nord-est dans la vallée de Kankakee. L'obturation morainique causée par la disposition du complexe morainique de Marseilles suivant un axe nord-ouest sud-est et l'accumulation des eaux de fonte ont formé le Lac glaciaire Wauponsee puis lors de son drainage, les lacs Morris et Cryder. Ces lacs ont eu une durée suffisante pour créer des terrasses lacustres.

La pertinence géomorphologique du MNT-LiDAR a été prouvée dans l'analyse des terrasses du comté de Grundy. La description des terrasses a été détaillée, ce qui n'avait pas été fait par les études passées, et a permis de découvrir une nouvelle terrasse située au nord-ouest de la ville de Gardner, avec une pente de seulement 1 %. Cette nouvelle terrasse (NWG) a engendré la réévaluation de l'association des terrasses, précédemment citées dans la littérature, dont celle au nord de Coal City (NCC), avec les lacs glaciaires Morris et Cryder. Ces nouvelles combinaisons ont pu être faites en tenant en compte des caractéristiques physiques (altitude, hauteur et pente) des terrasses, du taux du relèvement glacio-isostatique et de leur orientation. Les terrasses associées au Lac glaciaire Morris ont des altitudes élevées variant de 173,1 à 178,6 m, des hauteurs relativement modestes (environ 2 m) et des pentes très faibles (environ 1 %). Les terrasses associées au Lac glaciaire Cryder ont des altitudes plus basses variant de 165,2 à 171,9 m, des hauteurs généralement élevées (de 3,5 à 5,7 m) et des pentes assez fortes (de 2,9 à 8,8 %). En suivant les meilleures correspondances de terrasses, le taux de redressement glacio-isostatique du Lac

glaciaire Morris (terrasses : NWM, NEM et NWG) a été estimé à 0,4 m/km avec une orientation vers l'ENE (N073 °) et le Lac glaciaire Cryder (terrasses : NM, SM et NCC) aurait un taux similaire à 0,38 m/km et aussi une orientation vers l'E (N083 °). Certaines idées concernant l'origine du Lac Cryder ont également pu être vérifiées au moyen de l'analyse morphologique des terrasses avec le MNT-LiDAR. Les pentes fortes de ces terrasses, leur hauteur et la configuration étroite du lac entre les terrasses au nord et au sud de Morris, confirment plutôt une origine fluviale, comme antérieurement énoncée. Ainsi, la précision du MNT a permis également de discerner les terrasses fluviales des terrasses lacustres.

Dans le nord-est de l'Illinois, certains lacs glaciaires tels que Watseka et Pontiac sont d'ampleur comparable au Lac Wauponsee et à ses phases subséquentes, Morris et Cryder (Willman et Frye, 1970; Curry *et al.*, 2014). Ils se sont formés dans un contexte géomorphologique similaire d'obturation morainique et leur étude serait un apport pertinent dans la compréhension de la déglaciation du nord-est de l'Illinois. Il serait donc intéressant, dans les recherches futures, d'utiliser une méthode similaire à celle de ce mémoire afin de préciser leur étendue et estimer le taux de redressement glacio-isostatique de leur rivage. De plus, ces lacs glaciaires comportent une faune et une flore microscopiques importante qui pourraient être un excellent complément pour préciser la reconstruction géochronologique régionale.

ANNEXE A

MÉTHODOLOGIE PRÉCISE LIÉE AUX CALCULS DE TENDANCE

1 ° Calculer la tendance des terrasses à partir de leurs points d'altitude

Cheminement : Outil *Spatial Analyst* →« Interpolation » →« Trend »

Résultat : raster de la tendance de surface

Précision : Obtention de l'orientation et de la tendance (ax+b)

2 ° Étapes pour obtenir la distance entre les points d'altitudes 1

A° Création d'un shapefile polyligne (ligne_1)

Fabriquer manuellement une ligne perpendiculaire aux lignes du raster de l'étape 1 qui débute à la donnée d'altitude située à l'extrémité plus basse de la tendance (à l'ouest/sud-ouest dans le cas de cette étude).

B ° Alignement des points d'altitude sur la ligne de tendance

Cheminement: Outil *Proximity*→ "Generate near table"

Input : Points d'altitude

Output : la ligne créée à l'étape A : ligne_1

---

[1] L'étape 1 permet d'observer la tendance des points, mais sans l'évaluer. Il faut donc reporter les altitudes de chaque point sur la ligne de tendance pour pouvoir calculer leur R^2, d'où l'obligation de procéder aux étapes 2 et 3.

Cocher : *Location* et *Angle*

Décocher : *Find closest*

Option : *Planar*

Résultat : Création d'un tableau (tableau_1) qui contient les coordonnées XY des points d'altitude reportées sur la ligne de tendance

C° Convertir les points d'altitude du tableau_1 en shapefile de point (point_1)

Cheminement : Sélectionner l'option secondaire (clic droit) sur le tableau_1 →Create feature Class : from XY table

X : Near_X

Y : Near_Y

Importer la projection à partir d'une autre couche connue

Résultat : Création d'un shapefile de point (point_1) à partir des points XY créent à l'étape B ° dans le tableau_1

D° Création d'un deuxième shapefile de point (point_2)

Création d'un shapefile de point (point_2) qui ne contient que le point de départ du shapefile créé à l'étape C ° (le même point de départ que celui pour la ligne créée à l'étape A ° (ligne_1))

E ° Création d'un tableau (tableau_2) contenant la distance entre les points

Cheminement: *Proximity*→ "Generate near table"

Input : Points d'altitude de l'étape C ° : point_1

Output : Point d'altitude de l'étape D ° : point_2

Cocher : *Location* et *Angle*

Décocher : *Find closest*

Option : Planar

Résultat : une table qui contient les distances cumulées entre les points d'altitude et le point de départ de l'étape D °

F° Convertir le tableau tableau_2 en format excel

Cheminement : Conversion tool → Excel →Table to excel

Résultat : Le tableau est maintenant sous format excel

3 ° Calculer le coefficient de détermination

Cheminement : Sélection du nuage de points contenant les points d'altitudes et la distance cumulée →Courbe de tendance →Autres options (cocher « Afficher le coefficient de détermination sur le graphique »)

ANNEXE B

CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DES FORMES GLACIAIRES ET POSTGLACIAIRES DU COMTÉ DE WILL

ANNEXE C

PROFILS TOPOGRAPHIQUES DU COMTÉ DE WILL ILLUSTRANT LES DIVERS RELIEFS QUATERNAIRES.

BIBLIOGRAPHIE

Alden, W.C. (1902). Description of the Chicago district, in C. D. Walcott (dir.) *Geologic atlas of the United States*, U.S. Geological Survey, Washington, Chicago Folio, No 81, 14 pp.

Allred, K., Luo, W., Konen, M. & Curry, B.B. (2014). Morphometric analysis of ice-walled lake plains in Northern Illinois: Implications of lake elongation by wind-induced dual-cycle currents, *Geomorphology*, 220, 50–57.

American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1961). Code of stratigraphic nomenclature, Bulletin of the American Association Petroleum Geologists, volume 45, 645-665.

Athy, L.F. (1928). Geology and Mineral Resources of the Herscher Quadrangle, *Illinois State Geological Survey*, Bulletin 55, 120 p.

Benn, D.I. & Evans, D.J.A. (2010). "Glaciers and Glaciations", 2nd ed, London, Hodder Education. [1998]

Berg, R.C., Bleuer, N.K., Kincare, K.A., Pavey, R.R. & Stone, B.D. (1999). Mapping the Glacial Geology of the Central Great Lakes Region in Three Dimensions — A Model for State-Federal Cooperation, U.S. Geological Survey Open-File, Report 99–349.

Bier, J.A. (1980). "Landforms of Illinois", 1: 1 000 000, *Illinois State Geological Survey*.

Bird, B. & Kozlowski, A. (2016). Basin-wide Reconstruction of Iroquois Using LiDAR, (21 - 23 March 2016). Albany : Geological Society of America Abstracts with Programs. Vol. 48, No. 2.

Bretz, H.J. (1939). Geology of the Chicago region. Part I-General, *Illinois State Geological Survey*, Bulletin 65, 118 p., 24 maps.

Bretz, H.J. (1955). Geology of the Chicago region Part II-the Pleistocene, *Illinois State Geological Survey*, Bulletin 65, 132 p.

Caron, O.J. & Curry, B.B. (2018). *The Quaternary Geology of the Southern Metropolitan Area: The Chicago Outlet, Morainic Systems, Glacial*

Chronology, and Kankakee Torrent, (4-7 November 2018). Indianapolis: Geological Society of America, Field trip 434.

Caron, O.J. & Phillips, A.C. (2015). Surficial Geology of Frankfort Quadrangle, Will and Cook Counties, Illinois: Illinois State Geological Survey, USGS-STATEMAP contract report, 2 sheets, 1:24,000, report, 3 p.

Caron, O.J. (2016). Surficial Geology of Mokena Quadrangle, Will and Cook Counties, Illinois: Illinois State Geological Survey, USGS-STATEMAP contract report, 2 sheets, 1:24,000, report, 6 p.

Chamberlin, T.C. (1883). General geology. Geology of Wisconsin, Part I. v. 1. *Commissioners of Public Printing*, Madison, WI, pp. 262-295.

Chamberlin, T.C. & Salisbury, R.D. (1885). Preliminary paper on the Driftless Area of the upper Mississippi Valley, Washington, D.C., *United States Geological Survey*, 6th Annual Report, p. 199–322.

Clark, J.A., Befus, K.M., Hooyer, T.S., Stewart, P.W., Shipman, T.D., Gregory, C.T. & Zylstra, D.J. (2008). Numerical simulation of the paleohydrology of glacial Lake Oshkosh, eastern Wisconsin, USA, *Quaternary Research*, 69, 1, 117-129.

Clark, P.U. (1994). Unstable behavior of the Laurentide ice sheet over deforming sediment and its implications for climate change. *Quaternary Research*, *41*, 19–25.

Clayton, L. & Attgig, J.W. (1989). Glacial Lake Wisconsin, Geological Society of America, Mémoir 173, 80 p.

Colgan, P.M. & Mickelson, D.M. (1997). Genesis of streamlined landforms and flow history of the Green Bay, *Sedimentary Geology*, 111, 7-25.

Colman, S.M., Clark, J.A., Clayton, L., Hansel, A.K. & Larsen, C.E. (1994). Deglaciation, Lake Levels, and Meltwater Discharge in the Lake Michigan Basin, *Quaternary Science Reviews*, 13, 879-890.

Cooley, L.E. (1913). *Diversion of the waters of the great lakes by way of the Sanitary and Ship Canal of Chicago*. State of Illinois: The Sanitary District of Chicago.

Culver, H.E. (1922). Geology and Mineral Resources of the Morris Quadrangle, *Illinois State Geological Survey*, Bulletin 43, 114 p.

Curry, B. B. & Petras, J. (2011). Chronological framework for the deglaciation of the Lake Michigan lobe of the Laurentide Ice Sheet from ice-walled lake deposits. *Journal of Quaternary Science*, 26, 4, 402-410.

Curry, B.B. & Follmer, L.R. (1992). The last interglacial-glacial transition in Illinois: 123 – 25 ka, *Geological Society of America,* Special Papers 270, 71-88.

Curry, B.B. & Grimley, D.J. (2001). Surficial Geology map: Northern Beecher West and Southern Steger 7.5-minute Quadrangles, Will County, Illinois, 1 : 24 000, *Illinois State Geological Survey.*

Curry, B.B. (ed) (2015). Deglacial History and Paleoenvironments of Northeastern Illinois, 54th Midwest Friends of the Pleistocene Field Conference, May 16-18, 2008, DeKalb, Illinois, *Illinois State Geological Survey*, Guidebook 40, 175 p.

Curry, B.B., Grimley, D.A. & McKay, E.D. (2011). Quaternary Glaciations in Illinois, in J. Ehlers, P.L. Gibbard & P.D. Hughes (eds*) Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: A closer look.* Amsterdam: Elsevier, 467-487.

Curry, B.B., Hajic, E.R., Clark, J.A., Befus, K.M., Carrell, J.E. & Brown, S. (2014). The Kankakee Torrent and other large meltwater flooding events during the last deglaciation, Illinois, USA, *Quaternary Science Reviews*, 90, 22-36.

Curry, B.B., Konen, M.E., Larson, T.H., Yansa, C.H., Hackley, K.C., Alexanderson, H. & Lowell, T.V. (2010). The DeKalb mounds of northeastern Illinois as archives of deglacial history and postglacial environments. *Quaternary Research*, 74, 1, 82-90.

Desrochers, C., Caron, O. & Daigneault, R.-A. (2016). *Identification and Measurement of Glacial Lake Terraces Using Airborne LiDAR-derived DTM in Will and Grundy Counties, Illinois, United-States*, (18-19 April 2016). Champaign : Geological Society of America Abstracts with Programs. Vol. 48, No. 5.

Ekblaw, G.E. & Athy, L.F. (1925). Glacial Kankakee Torrent in northeastern Illinois, *Geological Society of America*, Bulletin 36, 417-428.

Environmental Systems Research Institute (2017). Ombrage, *ArcGIS Pro*, Redlands, Californie, [En ligne]. (https://pro.arcgis.com/fr/pro-app/tool-reference/3d-analyst/hillshade.htm). Page consultée le 16 mai 2017.

Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P., Fairbanks, T.W. & Bloom, A.L. (2005). Marine Radiocarbon Calibration Curve Spanning 10,000 to 50,000 Years B.P. Based on Paired $^{230}Th/^{234}U/^{238}U$ and ^{14}C Dates on Pristine Corals, *Quaternary Science Reviews*, 24, 1781-1796.

Federal Geographic Data Committee [prepared for the Federal Geographic Data Committee by the U.S. Geological Survey] (2006). FGDC Digital Cartographic Standard for Geologic Map Symbolization: Reston, Virginia, Federal Geographic Data Committee Document Number FGDC-STD-013-2006, 290 p., 2 plates.

Fisher, D.J. (1925). Geology and Mineral Resources of the Joliet Quadrangle, *Illinois State Geological Survey*, Bulletin 51, 160 p.

Fisher, T.G., Jol, H.M. & Boudreau, A.M. (2005). Saginaw Lobe tunnel channels (Laurentide Ice Sheet) and their significance in south-central Michigan, USA, *Quaternary Science Reviews*, 24, 22, 2375-2391.

Frye, J.C. & Willman, H.B. (1960). Classification of the Wisconsinan stage in the Lake Michigan Glacial Lobe, *Illinois State Geological Survey*, Circular 285, 16 p.

Frye, J.C. & Willman, H.B. (1973). Wisconsinan Climatic History Interpreted from Lake Michigan Lobe Deposits and Soils, *Geological Society of America,* Memoirs 136, 135-152.

Frye, J.C., Willman, H.B, Rubin, M. & Black, R.F. (1968). Definition of Wisconsinan Stage, *United States Geological Survey*, Bulletin 1274-E, p. E1-E-22.

Gilmore, G.R. (2008). Practical Gamma-Ray Spectrometry, 2nd ed., Chichester: John Wiley & Sons. [1995]

Goldthwait, J.W. (1909). Physical Features of the De Plaines Valley, *Illinois State Geological Survey*, Bulletin 11, 103 p.

Hansel, A.K. & Johnson, W.H. (1986). Quaternary records of northeastern Illinois and northwestern Indiana, *Illinois State Geological Survey*, Guidebook 22, 106 p.

Hansel, A.K. & Johnson, W.H. (1992). Fluctuation of the Lake Michigan lobe during the late Wisconsin subepisode. *Sveriges Geologiska Undersokning*, 81, 133-144.

Hansel, A.K. & Johnson, W.H. (1996). Wedron and Mason Groups: Lithostratigraphic Reclassification of Deposits of the Wisconsin Episode, Lake Michigan Lobe area, *Illinois State Geological Survey*, Bulletin 104, 116 p.

Hansel, A.K. & McKay, E.D. (2010). Quaternary Period, in D. R. Kolata & C. K. Nimz (eds) *Geology of Illinois*. Champaign: Illinois State Geological Survey, 216-247.

Hansel, A.K., Mickelson, D.M., Schneider, A.F. & Larsen, C.E. (1985). Late Wisconsin and Holocene History of the Lake Michigan Basin, in P.F. Karrow & P.E. Calkin (eds) *Quaternary Evolution of the Great lakes*, St. Johns: Geological Association of Canada, Special Paper 30, 39-53.

Hickin, A.S., Lian, O.B., Levson, V.M., & Cui, Y. (2015). Pattern and chronology of glacial Lake Peace shorelines and implications for isostacy and ice-sheet configuration in northeastern British Columbia, Canada. *Boreas*, 44, 2, 288-304.

Horberg, L. (1953). Pleistocene deposits below the Wisconsin drift in northeastern Illinois, *Illinois State Geological Survey*, Report investigations 165, 61 p.

Howard, J.L. (2015). Glaciolacustrine history of the Huron-Erie lowland in the southeastern Great Lakes region (USA) revisited, *Journal of Great Lakes Research*, 41, 4, 965-972.

Howe, W.A. (1956). *Documentary History of the Illinois and Michigan Canal*. State of Illinois: Department of Public Works and Buildings, Division of Waterways.

Illinois Height Modernization Program, Illinois State Geological Survey, and Illinois Department of Transportation (2015). Illinois LiDAR Grundy and Will counties database: Illinois State Geological Survey. [En ligne]. (https://clearinghouse.isgs.illinois.edu/data/elevation/illinois-height-modernization-ilhmp-lidar-data). Page consultée 16 juillet 2017.

Illinois State Geological Survey (2014). "Mapping", *Isgs.Illinois.edu*, [En ligne]. (http://isgs.illinois.edu/?q=mapping). Page consultée le 29 septembre 2017.

Johnson, W.H. & Hansel, A.K. (1999). Wisconsin Episode glacial landscape of central Illinois : A product of subglacial deformation processes ? *Geological Society of America*, Special Papers 337, 121-135.

Johnson, W.H., Hansel, A.K., Bettis, E.A., Karrow, P.F., Larson, G.J., Lowell, T.V. & Schneider, A.F. (1997). Late Quaternary Temporal and Event Classifications, Great Lakes Region, North America, *Quaternary Research*, 47, 1-12.

Karrow, P.F. & Calkin, P.E. (eds) (1985). Quaternary Evolution of the Great lakes, St. Johns: Geological Association of Canada, Special Paper 30, 258 p.

Karrow, P.F., Dreimanis, A. & Barnett, P.J. (2000). A Proposed Diachronic Revision of Late Quaternary Time-Stratigraphic Classification in the Eastern and Northern Great Lakes Area, *Quaternary Research*, 54, 1-12.

Kehew, A.E., Beukema, S.P., Bird, B.C. & Kozlowski, A.L. (2005). Fast flow of the Lake Michigan Lobe: evidence from sediment-landform assemblages in southwestern Michigan, USA, *Quaternary Science Reviews*, 24, 22, 2335-2353.

Kolata D.R. & Nelson, W.J. (2010). Tectonic History, in D.R. Kolata & C.K. Nimz (eds.) *Geology of Illinois*, Champaign: Illinois State Geological Survey, p. 77-89.

Kolata, D.R. & Nimz, C.K. (eds) (2010). *Geology of Illinois*. Champaign: Illinois State Geological Survey, 530 + XIV pp.

Kolata, D.R. (2010). Overview of Illinois Geology, in D.R. Kolata & C.K. Nimz (eds.) *Geology of Illinois*, Champaign: Illinois State Geological Survey, p. 59-74.

Krumbein, W.C. (1933). Textural and Lithological Variations in Glacial Till, *The Journal of Geology*, 41, 4, 382-408.

Leighton, M.M., Ekblaw, G.E. et Horberg, L. (1948). Physiographic Divisions of Illinois, *Chicago Journals*, 56, 1, 16-33.

Leverett, F. (1896). "The water Resources of Illinois", in C. D. Walcott (dir.) *Seventeenth Annual report of the United States Geological Survey to the Secretary of the Interior, 1895-1896: Part 2- Economic Geology and Hydrography*, Washington, p. 701-842.

Leverett, F. (1897). The Pleistocene Features and Deposits of the Chicago Area, *Chicago Academy of Science*, Bulletin 2, 86 p.

Leverett, F. (1899). *The Illinois Glacial Lobe*. U.S. Geological Survey, Monograph 38, 817 pp.

Lewis, M. C.F., Blasco, S.M., & Gareau, P.L. (2005). Glacial Isostatic Adjustment of the Laurentian Great Lakes Basin: Using the Empirical Record of Strandline Deformation for Reconstruction of Early Holocene Paleo-Lakes and Discovery of a Hydrologically Closed Phase. *Géographie Physique et Quaternaire*, 59, 2-3, 187-210.

Mikulic, D.G., Kluessendorf, J. & Norby, R.D. (2010). Silurian System and Lower Devonian Series (Tippecanoe II Subsequence), in D.R. Kolata & C.K. Nimz (eds.) *Geology of Illinois*, Champaign: Illinois State Geological Survey, 158-166.

Milette, S. & Daigneault, R.-A. (2013). « Investigation of Proglacial Lakes on the Canadian Shield with a LiDAR DEM ». CANQUA, Edmonton, 18 au 22 août 2013.

Milette, S. (2013). Application d'un modèle numérique de terrain LiDAR à l'étude des dépôts quaternaires et des lacs proglaciaires de la région du Réservoir Gouin en Haute-Mauricie (Québec), mémoire de maîtrise non publié. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département de géographie.

Mitasova, H., Harmon, R.S., Weaver, K.J., Lyons, N.J. et Overton, M.F. (2012). Scientific visualization of landscapes and landforms. *Geomorphology*, 13, 1, 122-137.

Moshier, S.O. & Greenberg, J.K. (2011). Geological Highlights along the Fox, Illinois and Vermillion Rivers, Northeastern Illinois, *American Scientific Affiliation Annual Meeting*, (July).

Murray, A.S. & Wintle, A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements*, 32, 57-73.

Nelson, W.J. & Jacobson, R.J. (2010). Pennsylvanian Subsystem and Permian System (Absaroka Sequence), in D.R. Kolata & C.K. Nimz (eds.) *Geology of Illinois*, Champaign: Illinois State Geological Survey, p. 187-205.

Nelson, W.J. (2010). Structural Features, in D.R. Kolata & C.K. Nimz (eds.) *Geology of Illinois*, Champaign: Illinois State Geological Survey, p. 90-104.

Parent, M., J. Paradis, S. et Boivin, R. (2010). « Formations superficielles », Commission Géologique du Canada – Québec, Version 11, 10 pages.

Patterson, C.J., Hansel, A.K., Mickelson, D.M., Quade, D.J., Bettis, E.A., Colgan, P.M., McKay, E.D. & Stumpf, A.J. (2003). Contrasting glacial landscapes created by ice lobes of the southern Laurentide Ice Sheet, in D. J. Easterbrook (ed.), *Quaternary Geology of the United States- INQUA 2003 Field Guide*, Reno, The Desert Research Institute, p. 135-153.

Petras, J. (2010). *Genesis and Sedimentation of an Ice-Walled Lake Plain in Northeastern Illinois*, unpublish thesis. Champaign: University of Illinois at Urbana-Champaign, Geology Department.

Regmi, N.R., McDonald, E.V., & Bacon, S.N. (2014). Mapping Quaternary alluvial fans in the southwestern United States based on multiparameter surface roughness of lidar topographic data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 119,* 1, 12-27.

Schneider, A.F. & Need, E.A. (1985). Lake Milwaukee: an "Early" Proglacial Lake in the Lake Michigan Basin, in P.F. Karrow & P.E. Calkin (eds.) *Quaternary Evolution of the Great lakes*, St. Johns: Geological Association of Canada, Special Paper 30, 55-62.

Schneider, A.F. (1983). Wisconsinan Stratigraphy and glacial sequence in southeastern Wisconsin, *Geoscience Wisconsin*, 7, 59-85.

Stiff, B.J. (2000). Surficial Deposits of Illinois, 1 : 500 000, *Illinois State Geological Survey*.

Stuiver, M., Reimer, P.J. & Reimer, R.W. (2017). CALIB 7.1, *calib.org*, [En ligne]. (http://calib.org/calib/calib.html). Page consultée le 16 juillet, 2017.

UNITED STATES CENSUS BUREAU (2018). "Annual Estimates of the Resident Population: April 1, 2010 to July 1, 2017", *Census.gov*, [En ligne]. (https://factfinder.census.gov/faces/tableservices/jsf/pages/productview.xhtml?src=bkmk). Page consultée le 29 mai 2018.

Wang, H., Ambrose, S., Headman, K. & Emerson, T. (2010). AMS ^{14}C dating of human bones using sequential pyrolysis and combustion of collagen, *Radiocarbon*, 52, 1, 157-163.

Wayne, T.F. (1997). Guide to the Geology of Kankakee River State Park Area, Kankakee County, *Illinois State Geological Survey*, Champaign: Illinois.

Whittlesey, C. (1867). Fresh-water glacial drift of the northwestern states: Smithsonian Contributions to Knowledge, v. XV, art. 3, 32 p.

Willman, H.B. & Frye, J.C. (1970). Pleistocene stratigraphy of Illinois, *Illinois State Geological Survey*, Bulletin 94, 204 p.

Willman, H.B. & Payne, J.N. (1942). Geology and mineral resources of the Marseilles, Ottawa, and Streator Quadrangles, *Illinois State Geological Survey*, Bulletin 66, 388 p.

Willman, H.B. (1971). Summary of the Geology of the Chicago Area, *Illinois State Geological Survey*, Circular C460, 77.

Willman, H.B., Glass, H.D. & Frye, J.C. (1963). Mineralogy of Glacial Tills and their Weathering Profiles in Illinois- Part I Glacial Till, *Illinois State Geological Survey*, Circular 347, 55 p.

Xu, X., Trumbore, S.E., Zheng, S., Southon, J.R., McDuffee, K.E., Luttgen, M. & Liu, J.C., (2007). Modifying a sealed tube zinc reduction method for preparation of AMS graphite targets: Reducing background and attaining high precision, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 259, 1, 320-329.

Yang, Z., & Teller, J.T. (2012). Using LiDAR Digital Elevation Model data to map Lake Agassiz beaches, measure their isostatically-induced gradients, and estimate their ages. *Quaternary International*, 260, 32-42.