

А.Ю. Сидорчук

Эрозионные и денудационные процессы в Новой Зеландии и формирование стока наносов

Несмотря на небольшую площадь (114700 км² - Северный остров, 152700 км² – Южный) разнообразие природных условий Новой Зеландии очень высокое. Это обусловлено горным и холмистым рельефом, значительными осадками, разнообразием литологии поверхностных горных пород и почв, растительного покрова, истории и характера землепользования. Это приводит к большой изменчивости денудационных и эрозионных процессов, условий формирования стока наносов во временных водотоках и реках. Новая Зеландия является частью орогенного пояса бассейна Тихого океана, в пределах которого формируется 30 % наносов, поступающих с суши в океан (Milliman, 1997). Поэтому изучение эрозионных процессов в Новой Зеландии (мало известного российскому читателю) имеет большое значение для понимания глобального стока наносов, его природных закономерностей и воздействия на него человеческого общества.

Рельеф

Новая Зеландия вытянута с северо-востока на юго-запад на 1000 км. Ее физиографию определяют тектонические структуры двух основных зон: зоны поддвига Тихоокеанской тектонической плиты под Австралийскую плиту и Новогейбридской зоны. Первая в пределах Новой Зеландии имеет северо-северо-восточное простирание. Орографически она проявляется (рис. 1а) в системе хребтов области фьордов (Фьордленд), основных хребтов новозеландских Южных Альп с высотами до 3754 м (гора Кука), двойного хребта Каикоура (Южный остров), цепи хребтов Тараруа, Руахине, Хюиарау и Раукумара (Северный остров) с высотами до 1500-1800 м и скоростями вертикальных деформаций до 4-7 мм/год (Ghani, 1978). Вдоль осей этих хребтов протягивается центральный тектонический разлом, по которому происходит разворот Австралийской плиты относительно Тихоокеанской против часовой стрелки со скоростью 2-5 см/год. В северо-восточной части Северного острова его продолжает рифтовая зона Хикуранги. Новогейбридская зона в южной части имеет северо-северо-западное простирание, проявляется в древне-вулканических образованиях северного полуострова и полуострова Коромандел на Северном острове. Центральную часть Северного острова занимает вулканическое плато с отдельными конусами высотой более 2000 м. На западе острова возвышается вулканический конус Таранаки. В целом высокие абсолютные отметки рельефа Новой Зеландии отражают активное тектоническое поднятие: более 75% территории лежит выше 200 м над уровнем моря.

Расположение главных хребтов в основном вдоль западного побережья Южного острова и восточного побережья Северного острова определяет асимметрию геоморфологического ландшафта Новой Зеландии. На западном побережье Южного острова на коротких и высоких западных склонах гор Фьердленда, Южных Альп и Нельсона пояса гляциальных, склоновых и флювиальных рельефообразующих процессов сменяют друг друга в пределах узкой 40-60 километровой полосы. Так как во времени эти процессы часто меняли высотную зону, флювиальный, склоновый и гляциальный рельеф в настоящее время здесь перемежается, создавая сложный геоморфологический ландшафт. К востоку от Южных Альп поясность рельефа проявляется более отчетливо. Здесь пояс альпинотипного рельефа центральных хребтов с широко распространенными обвально-осыпными процессами сменяется поясом среднегорья с заросшими вечнозелеными лесами склонами и всхолмленных первично-моренных высоких равнин, который далее к востоку сменяется низкогорьем со склонами, поросшими кочкарной травой. Между горами расположены широкие аллювиальные равнины, сформированные стекающих с Альп реками. Они состоят из наложенных друг на друга разновозрастных

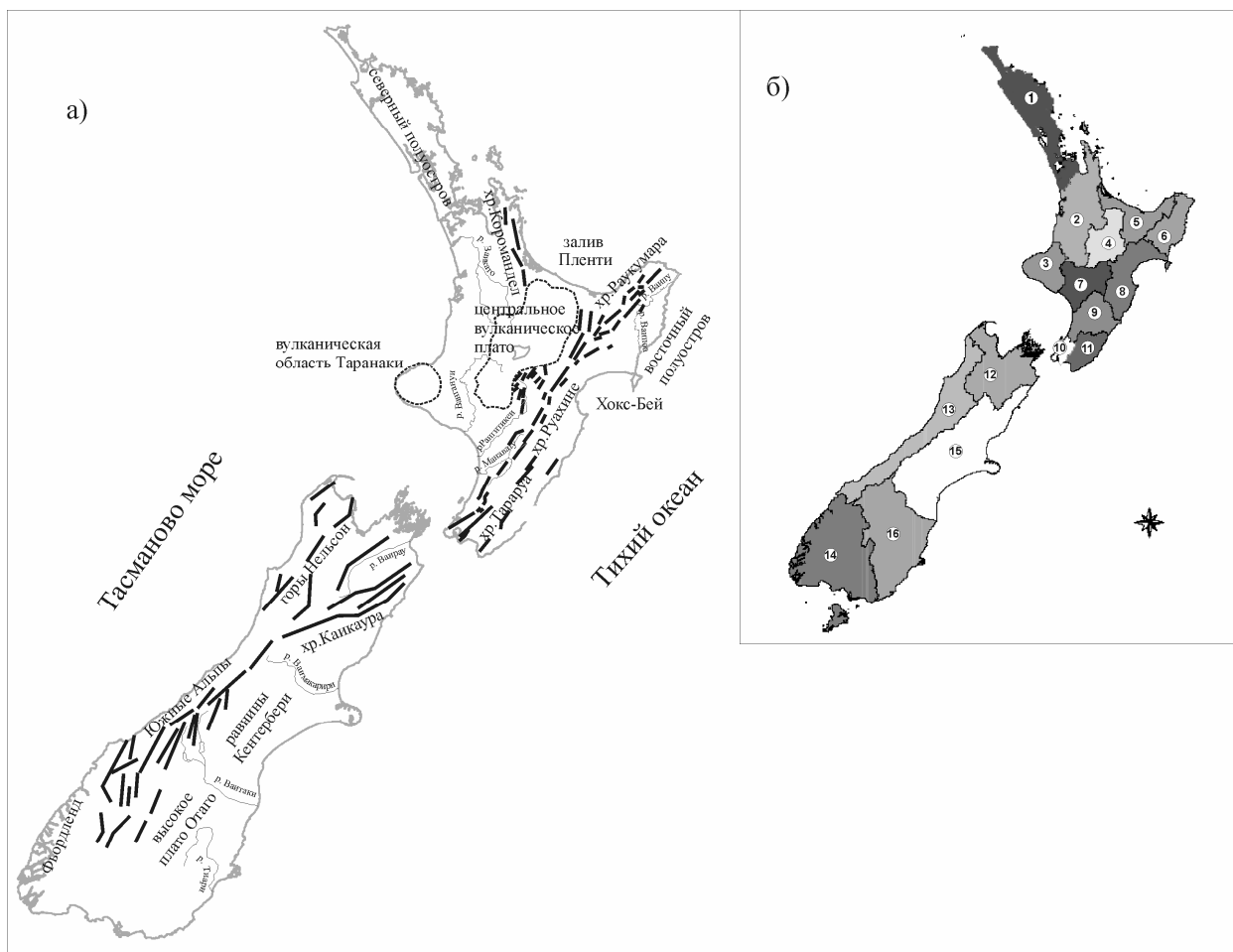


Рис. 1. Орогидрографическая схема Новой Зеландии (а) и основные регионы (б): 1) Нортленд; 2) Ваикато; 3) Таранаки; 4) вулканическое плато; 5) Пленти; 6) восточный полуостров; 7) Вангануи; 8) Хокс-Бей; 9) Манавату; 10) Веллингтон; 11) Ваирапара; 12) Малборо-Нельсон; 13) Вестленд; 14) Саутленд; 15) Кентерберри; 16) Отаго

галечных конусов блуждания. Так, р. Ваимакарири формирует три наложенных конуса при выходе на равнину Кентерберри: Бернхем, с возрастом ~25000 лет, Халкетт, который выдвинулся на 27 км за 15000 лет и Ялдохест, который формируется последние 5000 лет (Griffiths, 1979). Вдоль побережья тянется пояс холмистых лессовых равнин.

На Северном острове асимметрия геоморфологического ландшафта не столь отчетлива. Оси восточных хребтов расположены в 100-120 км от берега и стекающие с них на восток реки (Ваипоа и Ваипу на восточном полуострове) дренируют значительные (несколько тысяч км²) бассейны. Из-за небольшой высоты хребтов гляциальные процессы локализованы только у главных вершин, преобладают флювиальное и склоновое рельефообразование. К западу от хребтов значительную часть острова занимает высокое центральное вулканическое плато с цепью действующих высоких вулканов (Руапеху – 2800 м, Нгарорухоэ – 2290 м, Тонгариро – 1970 м), обширной кальдерой, занятой озером Таупо, и геотермальной зоной Таравера. На шельфе в заливе Пленти эту цепь продолжает действующий вулкан острова Уайт. На западе Северного острова возвышается изолированный конус вулкана Таранаки. На склонах вулканов развиты гляциальные и обвально-осыпные процессы. На плато, сложенном пеплами и лавами, преобладают эрозионные и флювиальные процессы. Во время извержений происходят тектонические подвижки, взрывы, лавовые потоки, лахары, пепловые выпадения и т.п.

Полуостров Коромандел и северный полуостров Северного острова представляют собой древнюю вулканическую зону с многочисленными разрушенными конусами вулканов Новогребридной зоны. Здесь преобладают эрозионные и флювиальные

процессы. Между вулканическими зонами на Северном острове простираются холмистые равнины и плато с многочисленными реками бассейнов Ваикато, Вангануи, Рангитикеи и Манавау. Склоны холмов подвержены здесь массовому оползанию.

Осадки

Новая Зеландия лежит в пределах среднеширотной области, где господствует западный перенос пассатами. Океанское окружение определяет гумидный климат. При прохождении воздушной массы над крупными водными объектами смягчает температурные условия. Изменчивость осадков внутри страны определяется орографией. Главные хребты Северного и Южного островов протягиваются с северо-северо-востока на юг-юго-запад и образуют барьер на пути преобладающих ветров. Это наиболее заметно на Южном острове, где Южные Альпы образуют такой барьер на протяжении около 750 км. Западные склоны основных хребтов получают очень большое годовое количество осадков, часто превышающее 6000 мм (до 9000-10000 мм), тогда как к востоку от главного водораздела увлажнение низкое (350 мм во внутренних районах Отаго). Северо-восток Северного острова находится в зоне влияния тропических циклонов, в горах и на холмах Восточного полуострова выпадает более 6000 мм осадков, а на равнинах – до 800 мм. Самые сухие части Северного острова получают 700 мм осадков в год. На значительной площади обоих островов выпадает более 2500 мм/год осадков.

На большей части Северного острова в году около 100-150 дней со слоем осадков, равным или превышающим 1 мм. На Южном острове соответствующая величина превышает 200 дней в Южных Альпах, на Западном Берегу составляет 150-200 дней и находится между 60 и 100 днями на большей части Центрального и Северного Отаго, Кентербери и Восточного Мальборо. Наиболее мощные кратковременные осадки (в виде конвективных ливней и ливней с грозами) выпадают на севере и востоке Северного острова при прохождении тропических циклонов, на западном склоне Южного острова характерны интенсивные затяжные дожди.

Северная часть Северного острова подвержена влиянию тропических циклонов, южная часть Южного острова – ветров субполярной зоны. Субтропический и полярный фронты смещаются в разные сезоны годы и при разных климатических режимах, что выражается в пространственном изменении метеорологических и гидрологических явлений. Наиболее существенные изменения выявлены (McKechar et al., 1998) для эпох с разным знаком Тихоокеанской многолетней аномалии (ТМА) температуры, продолжительность которых составляет 40-50 лет. При положительной ТМА климат в Новой Зеландии определяется доминированием явления Эль-Ниньо и более южным положением субтропического и полярного фронтов. При отрицательной ТМА преобладают явления Ля-Нина и более северное положение субтропического и полярного фронтов.

Литология поверхностных толщ

Строение поверхностных пород разнообразно: насчитывается 65 литологических комплексов от предельно устойчивых с сопротивлением сдвигу до 250 МПа до рыхлых осадочных со связностью 25 КПа и менее. В горах слой выветрелых пород и почва обычно маломощные, на равнинах мощности осадочных толщ достигают нескольких десятков метров. Наибольшее распространение имеют гнейсы и метаморфические сланцы Южных Альп, серые плотные песчаники (граувакки) среднегорий и низкогорий. Вулканические плато сложены лавами и пеплами разной степени консолидации. В низких горах и на равнинах распространены лессовые покровы разной мощности. На Восточном полуострове Северного острова широко распространены юрские и третичные легкоразмываемые сильно трещиноватые аргиллиты и алевролиты.

Почвы

На Северном острове преобладают бурые лесные почвы различных разновидностей на осадочных породах и желто-бурые (часто аллофановые) на вулканических, на Южном острове - горные бурые лесные почвы в Южных Альпах и на среднегорье, и бурые почвы на равнинах. Вдоль западного склона Альп и в горах Нельсона широко распространены мощные хорошо промытые подзолистые почвы.

Согласно генетической классификации (Soils of New Zealand, 1968, Hewitt, 1998), почвы разделены на три класса: зональные, интразональные и азональные. К зональным отнесены буро-серые и солонцовые почвы семиаридных областей; желто-серые почвы субгумидных областей; желто-бурые и подзолистые почвы гумидных областей. Буро-серые почвы с пятнами солонцов занимают 2000 км² земель в центральном Отаго (основные регионы Новой Зеландии показаны на рис. 1б), где выпадает менее 500 мм осадков в год. Желто-серые почвы распространены на 18000 км² сезонно сухих территорий в южном Отаго, Кентербери, Ваирарапа, Хокс Бэй и Манавапу в области выпадения 500-1000 мм осадков. В более сухих районах они формируются под травянистой растительностью (гассоком), в более увлажненных – под лесами. Желто-бурые хорошо промываемые почвы гумидных областей (более 1000 мм осадков) распадаются на три группы. Высокогорные желто-бурые почвы холодных горных регионов Южного острова формируются под травянистой растительностью на высотах 800-1500 м на площади 8000 км². Южные и центральные желто-бурые почвы умеренных гумидных регионов занимают 24000 км² под лесами. На юге и западе острова они сильно оподзолены. Северные желто-бурые почвы формируются в теплых и влажных лесах Нортленд на площади 5000 км², здесь же формируются подзолистые почвы под лесами каури (3000 км²). Типы интразональных почв в основном определяются материнской породой и режимом увлажнения: это рендзины на карбонатных породах (1000 км²), желто-бурые песчаные почвы побережий (2000 км²), красноземы и буроземы на базальтах и андезитах, глеевые почвы переувлажненных территорий, органические почвы болот. Наиболее распространены в Новой Зеландии желто-бурые почвы на вулканических пеплах, которые занимают 32000 км² центрального вулканического плато Северного острова и области Таранаки. К азональным относятся современные аллювиальные почвы (около 8000 км²) и горные почвы различных типов, которые занимают около половины территории Новой Зеландии.

Естественные почвы Новой Зеландии – преимущественно бурые лесные, аллофановые вулканические и хорошо промытые подзолы, бедны органическим веществом, которое было в основном сосредоточено в мощной лесной подстилке и дернине. При выжигании лесов, как полинезийцами, так и европейцами лесная подстилка и дернина сгорала, выгорел и верхний слой почвы. Пастбища второй половины XIX - первой половины XX веков разбивались на очень малопродуктивных почвах. В результате пастбищная нагрузка могла быть только весьма небольшой, и, тем не менее, скудные пастбища легко выбивались скотом. Из-за высокой эродированности таких почв значительные площади были оголены интенсивной эрозией. Обычным явлением было разорение фермеров из-за низкого дохода с земель. Почвенные съемки 40-х годов XX столетия (Soils of New Zealand, 1968) показали, что 80 % буро-серых почв, 30 % желто-серых почв, половина желто-бурых почв Южного острова относилось к категории сильно и экстремально эродированных.

О масштабах почвенной эрозии свидетельствует сравнение мощности почвенного профиля (включая реголит) на пастбищах разного возраста на склонах в Таранаки (Trustrum, DeRose, 1988, Blanschke *et al.*, 1992). Это сравнение проведено с учетом формы склонов и их средней крутизны на 52 случайно выбранных профилях от вершины до подножия склона. Продолжительность существования пастбищ (от времени уничтожения леса) составляла от 10 до 85 лет. На склонах с уклонами <28° средние темпы смыва за 75 лет составили 0,7 мм/год (~7 т/га в год), на склонах с уклонами 28-33° - 2,5 мм/год (~25 т/га в год), на склонах с уклонами 33-42° - 3.0 мм/год (~30 т/га в год) и на склонах с

уклонами $>42^\circ$ - 4,5 мм/год (~45 т/га в год). При этом мощность почв и реголита на неэродированных участках склонов также зависит от крутизны склона, быстро убывая с ростом крутизны.

Естественные почвы в Новой Зеландии молодые, формировались в течение голоцена. Развитость почвенного профиля зависит от возраста поверхности, на которой формируется почва (склона, речной террасы, поймы), количества осадков и интенсивности эрозионных процессов (Tonkin, Basher, 1990). В начале 50-х годов XX века в Новой Зеландии началась масштабная мелиорация пастбищ. Правительством и фермерами проводилось известкование кислых почв, внесение удобрений, посев трав европейских видов (люцерны, клевера). С помощью авиации в 1950-1965 гг. в почву было внесено 6,36 млн. тонн удобрений, 9,2 тыс. тонн семян (Campbell, 1965). Результатом было быстрое и значительное увеличение плодородия почв, рост поголовья скота и доходов фермерских хозяйств. В свою очередь рост поголовья скота при правильном распределении пастбищной нагрузки приводил к удобрению почвы, дальнейшему росту ее плодородия и устойчивости за счет увеличения доли органики. За 15-20 лет сложился почвенный покров Новой Зеландии современного типа – дерново-луговые почвы с богатыми гумусом верхними 10-15 см почвенного профиля и с реликтовыми горизонтами E, B и C (которые, тем не менее, дают название типу почвы). Подобное явление привело к тому, что при почвенных исследованиях часто ограничиваются анализом только гумусового горизонта, оставляя без внимания остальную часть почвенного профиля.

Выпас овец довольно сильно влияет на пространственную дифференциацию свойств почв на склонах. Обычно склоны покрыты террасетами - сетью горизонтальных овечьих тропинок шириной 15-25 см, разделенных уступами высотой 40-50 см. На тропинках обычно растительность разрежена, но почва более увлажненная и содержит больше органических веществ, чем на уступах. Особенно это различие высоко на площадках шириной 50-60 см, где овцы отдыхают (Radcliffe, 1968).

Растительность

Растительность Северного острова до появления человека была в основном лесной, только на центральном вулканическом плато преобладали высокие степи со своеобразной кочкарной травой (тассоком). На Южном острове в естественных условиях вечнозеленые леса росли по склонам Южных Альп, а восточные горы и равнины были покрыты травянистой кочкарной растительностью. За последние 800 лет (особенно за последние 200 лет) растительный покров Новой Зеландии был кардинально изменен. Известно, что острова Новой Зеландии были последним крупным участком суши (если не считать Антарктиды), заселенной человеком. Группы полинезийцев-маори появились на Северном острове примерно в XIII веке. До XV-XVI веков их воздействие на растительный покров было незначительно и не зафиксировано в отложениях. Около 500 лет назад обнаруживается изменение спектров захороненных спор и пыльцы растений (Empson et al., 2002): уменьшается количество или исчезает пыльца деревьев каури и существенно увеличивается содержание пыльцы кустарников и папоротника. Маори начали выжигать леса, которые замещались кустарником, и стимулировать рост папоротников, корни которых употреблялись в пищу. Даже на Южном острове, где влияние полинезийцев было меньше, во многих местах в почвах обнаружены прослойки углей возрастом 600-1000 лет. При этом почвенный профиль сокращен эрозией (Molloy, 1977). Тем не менее, оценки показывают (Holloway, 1959), что перед появлением европейцев 62% территории островов Новой Зеландии было покрыто лесом и кустарником, 26% - кочкарными травами (тассоком), 10% - альпийской и субальпийской растительностью.

Европейцы появились в Новой Зеландии в 1669 (Абель Тасман) и вторично в 1769 (Джеймс Кук), но активное освоение страны началось с 40-х годов XIX века, когда острова стали колонией Великобритании. На Северном острове началось интенсивная вырубка лесов каури на древесину, в центральных и южных районах острова – вырубка и

выжигание лесов под пастбища (рис. 2). Начиная с 50-х годов XIX века на Южном острове распаивались и выжигались поросшие кочкарной травой равнины Кентербери и плато Отаго; здесь выращивали пшеницу и разводили овец. В 1870-х расплодился кролики в таком количестве, что "...местный житель, вооруженный только палкой, легко добывал хорошее пропитание" (Restoration..., 1960). В результате неконтролируемого выжигания кочкарных трав земли центрального Отаго, расположенные в наиболее сухих частях Новой Зеландии, в начале XX века превратились в рукотворную пустыню (Mather, 1982)

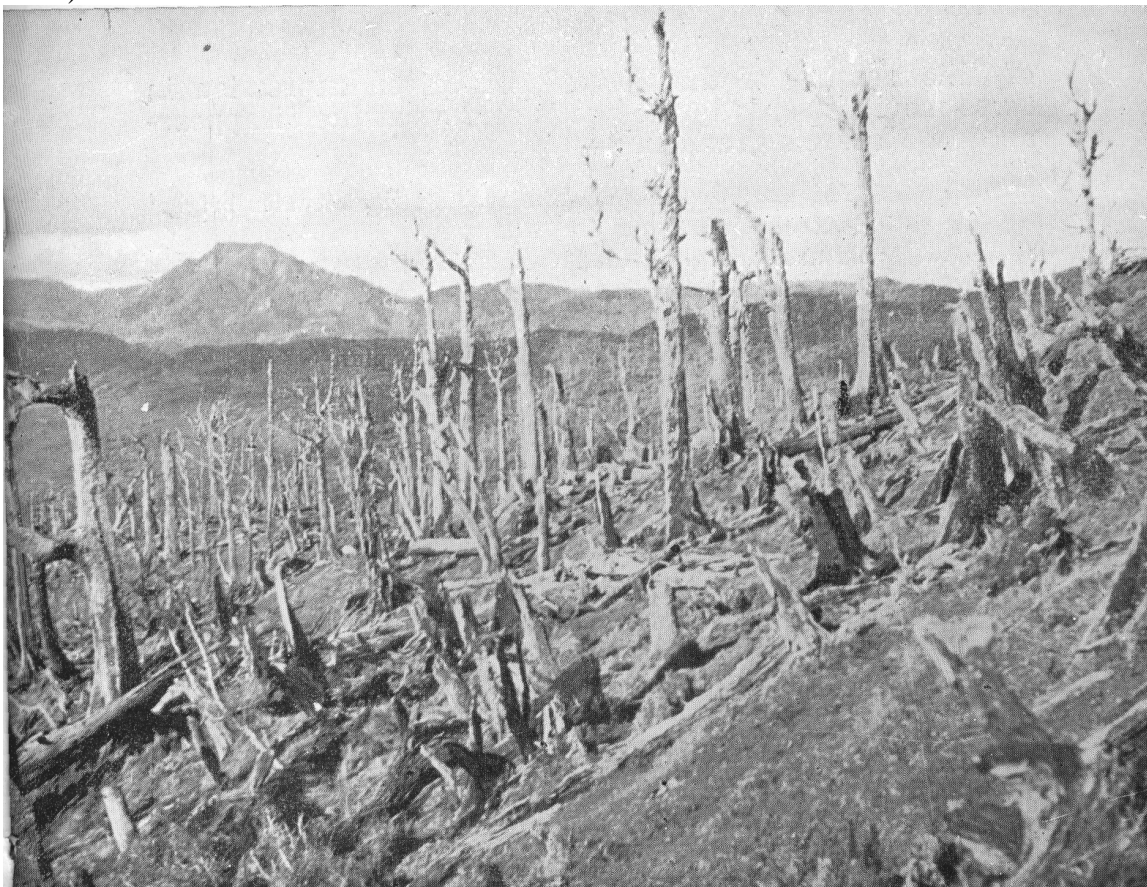


Рис. 2. Выжигание леса для устройства пастбищ. В районах с большой влажностью лес редко выгорал полностью (Campbell, 1961).

В 20-е годы выяснилось, что вулканические почвы центрального плато Северного острова непригодны для устройства пастбищ и здесь начались коммерческие посадки калифорнийской сосны. В 50-60-е годы началась массированная смена видового состава трав на пастбищах, местные виды кочкарных трав, малопригодные для овец, стали заменять более питательными европейскими видами (клевер, люцерна, овсяница и др.). Применялись ядохимикаты для травли кроликов (57,8 тыс. тонн за 1950-1965 гг.). В 80-е годы резко сократилась площадь распашки и посевов пшеницы, в конце 90-х увеличилась площадь сенокосов и огородов.

Современное распространение основных типов растительности в Новой Зеландии представлено в таблице 1. Наиболее существенные изменения растительного покрова произошли на Северном острове, где на 52% площади острова естественные леса, кустарники и кочкарные травы были замещены улучшенными пастбищами. На Южном острове естественные леса по склонам Южных Альп изменены мало, а пастбища (частично с улучшенным травяным покровом) разбивались в основном в областях распространения кочкарных трав.

Таблица 1. Распространение (занимаемая площадь в км² и % от общей площади островов) основных типов растительности на территории Новой Зеландии в 90-е годы XX века (по данным базы данных LCDB)

Тип растительности	Северный остров, 114700 км ²		Южный остров, 152700 км ²		Вся страна, 267400 км ²	
	км ²	%	км ²	%	км ²	%
пастбища	60095	52,4	43820	28,7	103915	38,9
пашня, огороды и сады	327	0,3	123	0,1	450	0,2
естественные леса	25260	22,0	36868	24,1	62128	23,2
лесопосадки	11274	9,8	4790	3,1	16064	6,0
кустарник	11551	10,1	15034	9,8	26585	9,9
кочкарные травы	1578	1,4	34868	22,8	36446	13,6
мангровые заросли	222	0,2			222	0,1

Общий тренд в развитии эрозионных процессов

Изучение темпов осадконакопления в озерах позволяют дать оценку изменения общих темпов эрозионно-денудационных процессов для трех периодов: до появления человека на островах; после поселения полинезийцев; после прихода европейцев. Проведено детальное датирование отложений озер Восточного полуострова Северного острова по слоям вулканического пепла известных извержений, это дало возможность проследить историю осадконакопления за последние 6000 лет (Page, Trustrum, 1997; Eden, Page, 1998). Выделено шесть периодов повышенной частоты проявления эрозионных процессов, из них пять - до прихода европейцев: 2175-2155, 2090-1855 (наиболее протяженный и с максимальной активностью эрозии), 1455-1435, 1085-935, 505-500 и 375-355 лет назад. Скорости осадконакопления для последних 2000 лет приведены в таблице 2. Если брать наиболее надежные данные по озеру Тутира, то по сравнению с естественными условиями темпы осадконакопления увеличились с приходом полинезийцев в среднем в 2 раза, с приходом европейцев в 11 раз.

Таблица 2. Скорости осадконакопления в озерах Восточного полуострова Северного острова

Озеро	Скважина	Скорость осадконакопления, мм/год		
		до прихода полинезийцев	после прихода полинезийцев	после прихода европейцев
Тутира	LT15	1,47	2,43	12,99
	LT16	1,76	2,95	13,83
	LT17	0,70	1,83	11,77
Ваикопиро	LW8	-	1,30	32,13
Ротонуиаха	RNUI3	1,80	2,68	10,50
Ваикаремоана	W1	0,21	0,81	0,37
	W7	0,77	1,75	0,90
	W21	0,94	2,31	-
Пукава	Site1	0,92	0,60	2,50

Близкие данные были получены по другим местам в пределах Северного острова и северной части Южного (табл. 3).

Таблица 3. Изменение темпов осадконакопления (мм/год) в Новой Зеландии (Glade, 2003).

местоположение разреза	после прихода полинезийцев	после прихода европейцев	соотношение величин
бухта Фангапе (Нортленд)	0,1-0,5	17-4,6	9,2-17
болото Репонгаэре (Хокс-Бей)	0,3	3,6	12
Бухта Поверти	0,3	3,7	12,3
озеро Тутира	2,1	14,0	6,7
Веллингтонская бухта	2,1	38,2	18,2
берег Абель Тасман (Малборо)	0,5-1,7	1,6-2,7	1,6-3,2

Таким образом, скорости осадконакопления и связанные с ними среднемноголетние интенсивности эрозионно-денудационных процессов на Северном острове увеличились в 7-18 раз при смене растительности от лесов и кустарников к пастбищам.

Впрочем, имеются данные о достаточно высоких темпах эрозии на Северном острове и до периода его интенсивного освоения. П. Грант (Grant, 1965) приводит выдержки из путевого дневника Коленсо (1884), когда тот пересекал хребет Руахине в верховьях р. Ваипава в 1845. Они показывают, что в лесах южного бука оползни (шириной до 300 м) были характерны еще до европейского освоения. Оползни формировали валы и наслоения стволов содрванного со склонов леса. Также Коленсо отмечает размывы берегов рек: за время его путешествия туда и обратно был смыт лес на берегу р. Ваипава. Предположительно, Коленсо был свидетелем одного из периодов естественной нестабильности склонов. От этого периода в долине Тукитуки сохранились аккумулятивные песчаные террасы (от первых надпойменных высотой до 4 м до погребенных на 1-1.2 м). В настоящее время террасы интенсивно размываются боковой эрозией или погребаются в среднем течении.

О темпах естественной эрозии в лесах на склонах Южных Альп свидетельствуют измерения стока наносов на экспериментальных водосборах (площадью 1.6-4.2 га, уклона склонов 36°) в государственных лесах Тафаи (около г. Рифтон, Малборо) с осадками 2600 мм год (O'Loughlin et al., 1978). В лесных водотоках зафиксированы многочисленные лесные завалы с отложениями наносов выше завалов. В среднем завалы содержат 1.5 м³ леса на 10 м длины водотока (шириной около 0,7 м). За период 1974-77 гг. сток наносов составил 55 м³/км² (от 22 до 113), причем на 39-97 % он формировался во время интенсивных ливней. Главным источником наносов был размыв берегов водотоков. Сток наносов с водосборов под естественной кочкарной растительностью в восточном Отаго, составил 4,9 и 1,0 м³/(км² год) с водосборов площадью 218 и 310 га (O'Loughlin et al., 1984). Источником наносов был размыв днища и берегов ручьев. Вообще в Новой Зеландии среди специалистов бытует мнение, что сток наносов формируется за счет размыва берегов рек.

С. Бернс и П. Тонкин (Burns, Tonkin, 1987) показали, что ветроповал одного дерева в лесу из южного бука вызывает нарушение почв на глубину 60-100 см. За один цикл регенерации леса длительностью 100-280 лет 15-18% почвы будет перевернуто.

Следует отметить, что кроны естественных лесов Новой Зеландии довольно слабо перехватывают осадки – 75-80% дождя достигает поверхности почвы под лесом (Rowe, 1979). При этом кинетическая энергия капель дождя в лесу из южного бука и подокарповых деревьев у Рифтона в 1.5 раза больше, чем на открытой местности из-за увеличения размера капель, а интенсивность разбрызгивания почвы – в 3 раза больше.

При наличии в естественном лесу участков оголенной почвы на склонах эрозия здесь может превышать таковую в открытой местности (Mosley, 1982).

Антропогенная эрозия особенно возросла к середине XX века, когда площади освоенных земель достигли своего максимума, но методы землепользования оставались примитивными. Площадь проявления ускоренной эрозии оказалась столь велика (113 тыс. км² или 2/5 территории страны), что вызывала озабоченность на национальном уровне (Cumberland, 1944).

Типы эрозионных процессов в Новой Зеландии

Разнообразие природных условий определяет и большое разнообразие типов и интенсивности эрозионных процессов.

Картографирование эродированных земель в Новой Зеландии началось в середине 40-х, а в 70-90-е годы XX столетия (Eyles, 1983, 1985) была проведена комплексная инвентаризация земельных ресурсов (NZLRI). Каждый тип ландшафта в NZLRI имеет код, который включает в себя литологию коренных пород (RT), тип почв (SU), уклон (SG), интенсивность и тип эрозионных процессов (EST) и растительность (VC). На урбанизированные участки, карьеры и шахты выделены отдельные коды. Эти основные показатели, наряду с климатом и эффектами предшествующего землепользования, явились основой для назначения типа землепользования (LUC) для каждого выдела на карте. Инвентаризация была проведена по единой методике, хотя субъективность и разный опыт исследователей сказываются на результатах, особенно при назначении типа и интенсивности эрозионных процессов. Наибольшие различия проявились между подходами исследователей Северного и Южного островов. Позднее результаты инвентаризации были переведены в электронный вид и создана ГБД, состоящая из 60917 (Северный остров) и 44669 (Южный остров) полигонов и связанных с каждым полигоном атрибутами.

Главные эрозионно-денудационные процессы, выделенные в результате картографирования, таковы: Da – сели; Ef - долинный крип; Ss - неглубокие (мощностью <1 м) оползни-оплывы; Sl - глубокие оползни; G - овраги; SW - водная и ветровая эрозия на склонах; Sc – осыпи. Кроме того, выделялись грязевые потоки, туннельная эрозия, бороздковая эрозия, обвалы, размыв речных берегов. Для каждого полигона фиксированы преобладающий и вторичные типы эрозионных процессов и их интенсивность (выраженность в рельефе и степень оголенности почвы на аэрофотоснимках) по 5 балльной шкале. Каждому типу процесса по наблюдениям или экспертно (Л. Бешер, М. Пейдж) была поставлена в соответствие доля площади полигона, на которой проявляется данный процесс заданной интенсивности, а также мощность грунта, охваченного этим процессом. Это дало нам возможность составить таблицу 4.

Таблица 4. Типы и выраженность эрозионно-денудационных процессов в Новой Зеландии. 1- площадь, охваченная проявлениями процесса, км²; 2 - % от общей пораженной площади; 3- % от площади острова; 4 – объем деятельного слоя, млн. м³.

Процессы	Северный остров				Южный остров			
	1	2	3	4	1	2	3	4
Da	266,9	8,1	0,23	400,3	537,7	3,03	0,36	806,6
Ef	552,6	16,7	0,49	1168,4	7,1	0,04	0,01	15,8
Ss	577,1	17,5	0,51	563,0	868,7	4,90	0,60	935,5
Sl	51,5	1,6	0,05	159,9	19,9	0,11	0,01	49,1
G	120,4	3,7	0,11	29,2	161,3	0,91	0,11	68,5
SW	3020,3	40,3	1,17	117,0	10683,3	50,29	5,90	183,3

Sc	401,7	12,2	0,35	80,7	7228,7	40,72	4,80	322,9
итого	4990,5	100,0	2,90	2518,5	19506,7	100,00	11,80	2381,6

Эти процессы изучены в разной степени и имеют разное значение для развития рельефа Новой Зеландии и формирования стока наносов в реках. В ряде случаев тип процесса не может быть точно установлен, так как многие из них проявляются совместно.

Сели

Проявления селевых процессов (в основном селевые цирки в верховьях водотоков, каналы стока и селевые конуса выноса) занимают территорию 267 км² на Северном острове и 538 км² на Южном острове. Они распространены в основном в горах на склонах круче 25°, сложенными массивными породами – грауваккой и песчаниками на Северном острове, грауваккой, гнейсами, сланцами и известняками – на Южном. На залесенных склонах в основном отмечаются узкие каналы стока в коренных породах, слабо переработанные последующей водной эрозией. На склонах, занятых кочкарными травами и пастбищами, селевые цирки и каналы стока обычно преобразуются в овраги (Eyles, 1983).

Селевыми процессами охвачен активный объем грунта в 400 млн. м³ на Северном острове и 807 млн. м³ на Южном острове, средней мощностью 1,5 м. Сели сходят в каждом очаге примерно раз в 10-15 лет во время экстремальных ливней или длительных дождливых периодов. Селевой материал поступает непосредственно в реки и формирует речные наносы, как влекомые, так и взвешенные (Hayward, 1980).

Типичные сели с гипернасыщенными потоками и высокой транспортирующей и эродирующей способностью довольно редкое (или редко наблюдаемое) явление в Новой Зеландии (Hicks, Davies, 2000). Они отмечены у г. Томас (север Кентербери), вдоль берегового хребта Каикоура, в Южных Альпах в долине реки Хааст, на восточном полуострове Северного острова. Так, дождь 28 февраля 1966 г (более 70 мм за сутки) вызвал многочисленные оползни-сели (до 30% поверхности склонов) в бассейне небольшой реки Орере на хребте Хунуа, из которых 86% достигли водотока 1 порядка (Pain, 1968). На залесенных водосборах большое количество снесенных стволов деревьев приводит к формированию заломов и аккумуляции материала выше плотин; эти дамбы могут быть устойчивы в течение многих лет, но могут обрушиться сразу после заполнения под весом отложений. Возникающие при этом селевые волны прорыва высотой до 3,5 м повлекли человеческие жертвы на малом залесенном водосборе после ливня интенсивностью 200 мм за 1.5 часа на юге Кентербери (Hicks, Davies, 2000). На водосборах с травянистой растительностью оползни менее глубокие, чем на водосборах с лесом, поэтому здесь мобилизуется меньше грунта. Из-за отсутствия заломов этот материал практически весь перемещается вниз по долине.

Долинный крип («грунтовые потоки»)

Обычный крип имеет широкое распространение в горах Новой Зеландии. По наблюдения в Касс (Кентербери) его интенсивность составляет 11 мм/год для верхних 5 см почвы (Owens, 1969).

Интересен долинный крип – медленное течение вязкопластичного и вязкого грунта вдоль линейных областей на склонах, обычно с пониженной кровлей коренных пород. Он развит в основном на Северном острове на площади более 550 км². М. Крозиер (Crozier, 1968) выделяет два главных типа «грунтовых потоков»: 1) дискретные, с хорошо выраженными границами, вогнутой верхней частью (иногда с уступом наверху) и выпуклой нижней, отношение глубины к длине около 3% (на восточном полуострове Северного острова –1,5%); 2) площадные – с глыбовидной поверхностью на большой площади, являются реликтами перигляциального климата и движутся только после катастрофических ливней. Скорости смещения для области долинного крипа в Отакоу

(Отаго): средние 1,5 и максимальные 12,8 см/день. В крупных масштабах долинный крип проявляется на Восточном полуострове Северного острова (хребет Раукумара). Здесь в результате вырубки лесов в 1880-1920 гг. резко интенсифицировались все эрозионно-денудационные процессы на трещиноватых меловых аргиллитах. Поверхностные скорости долинного крипа, охватывающего толщу грунта 5-7 м, составляли до 3 м/мес во время влажного сезона и 0,1 м/мес во время сухого (средние скорости составили 0,3-0,6 м/мес). Общий удельный расход перемещаемого грунта составил более 15000 м³/км² в год (Pearce et al., 1987). Поток в долине р. Варенга-о-Кури двигался со скоростью 0,3 м/мес в среднем за 3 года, при экстремуме 5 см за день (Campbell, 1966). Максимальные скорости привязаны к центру поперечника, на продольнике к вершине, по вертикали на 0,5 глубины потока до поверхности скольжения.

Часто во время интенсивных дождей медленный долинный крип сменяется достаточно быстрым оползанием больших масс грунта. М. Крозиер (Crozier, 1969) описал этот процесс в восточном Отаго, когда дождю предшествует сухая погода с глубоким растрескиванием грунта и потерей им связности. Нами (совместно с М. Крозиером) это явление наблюдалось в бассейне реки Ваипоа 6 августа 2002. Здесь значительная часть склона, ранее подверженного долинному крипу, после интенсивного ливня сдвинулась примерно на 40 м.

На хребте Ваипара (Южный остров) описан долинный крип (McSaveney, Griffiths, 1987), активизация которого происходит примерно раз в 900 лет: имеются следы подвижек, датируемые 185±65 г н.э., затем 1286±59 г н.э. В октябре 1978 г были замечены следы нового движения массы, и к августу 1982 г смещение составило 155 м. Предполагается, что эти подвижки были инициированы очень сухими 1977 и 1978 гг. и последующим более влажным периодом. Скорость смещения была максимальна в начале периода подвижек (1,5 см/час для первых 4000 часов в 1978 г), а затем экспоненциально уменьшалась до 0,07 см/час (для последних 15000 часов в 1982 г).

Хотя причина формирования «грунтовых потоков» при высокой влажности грунта в общем ясна, построение эмпирических зависимостей скорости потока от водонасыщенности грунта и количества осадков успеха не принесло (Crozier, 1968).

Глубокие оползни

Глубокие оползни в Новой Зеландии обычно не охватывают значительных территорий. Это - единичные проявления в благоприятных для них геологических условиях. В NZLRI зафиксированы только наиболее крупные активные глубокие оползни, так как более мелкие трудно идентифицировать. Они связаны с алевролитами и, в меньшей степени, песчаниками (Eyles, 1983). Типичным примером (Gillon, Saul, 1995), является оползень на правом берегу водохранилища Дунстан (долина реки Клайд). Это практически плоский оползень в слюдяных сланцах мощностью 60 м, шириной 500 м и длиной 650 м; активная часть занимает 28 га и представляет собой 8.3 млн. м³ хаотически перемешанной породы. Поверхность скольжения по глинистому прослою имеет наклон 20-35°. Возраст оползня около 16 тыс. лет. За это время он сдвинулся на 600 м. С 1949 по 1991 гг подвижка составила 2-4 м. Отдельные подвижки на 3-15 см происходят во время дождей с суммой осадков более 20 мм за 1-3 дня.

Берега озер и водохранилищ Южного острова подвержены оползанию. Известен крупный оползень, сошедший у озера Те Анау в 1968 г после стояния высокого уровня (Read, 1976). В свою очередь, многие озера в Новой Зеландии сформированы в результате схода глубоких оползней. Например, озеро Грин в Фьердленде было образовано в результате схода примерно 27 км³ материала на площади 45 км² примерно 12-13 тыс. лет назад: это - крупнейший оползень такого типа на Земле. Г. Ханкок и Н. Перрин (Hancox, Perrin, 1994) выявили в этой области еще 39 оползней-дамб, крупнейшие из которых имеют объем 40-750 млн. м³.

Г. Ханкокс с соавторами (Hancox et al., 2000) дают описание оползня-обвала объемом 10-15 млн. м³, который обрушился в 1999 г. с горы Адамс в Южных Альпах с высоты 1800 м и перегородил долину р. Поэруа дамбой высотой 100 м. Озеро за дамбой объемом 5-7 млн. м³ начало переливаться через гребень дамбы уже через неделю после оползня. В результате в дамбе был промыт каньон глубиной 50 м и 3-4 млн. м³ воды было спущено из озера. Волна прорыва была высотой около 5 м при ширине потока 25 м, скорость достигала 5 м/с.

Осыпи

Осыпи занимают очень большие площади в горах, особенно на восточном склоне Южных Альп. В большинстве случаев это естественные образования: их датирование по толщине пленки пустынного загара дает возраст 400-2500 лет (Whitehouse et al., 1980). Однако осыпи на высотах менее 1500 м могли сформироваться за счет смыва всего почвенного профиля после сведения лесной растительности (Whitehouse, 1984).

Современные скорости смещения осыпей мало исследованы. В долине р. Чилтон (Южный остров) они составили 14.3 и 31.0 см/год для верхнего 0.5 см слоя осыпей на склонах крутизной 27° (Owens, 1967). Так как для некоторых осыпных склонов коэффициент стока достигает 0.8-0.9 (Hayward, 1980), во время сильных ливней осыпи могут размываться склоновыми потоками. В долине р. Годли (водосбор оз. Текапо, Южный остров) во время ливня 26 декабря 1957 г (475 мм за сутки) активный слой осыпей на бортах долины (площадь водосбора 15 км²) был практически полностью снесен в реку (плоскостным смывом, оврагами и оползнями-оплывами). Около 1.0 млн. м³ щебнистых наносов заполнили долину, мощность заполнения составила 3-5 м (Scott, 1963).

Оползни-оплывы

В. Пулар (Pular, 1966) на основе наблюдений в Фьордленде предложил качественное описание механизма образования неглубоких оползней для естественных условий. Почвенный покров на устойчивых породах очень тонкий и в основном органический, так что вес деревьев при наличии дождя становится достаточным для формирования оползня. В зарослях кустарника (манука, вереск) на юге Северного острова оползание лессов мощностью 0,3-0,6 м по поверхности граувакки произошло после полного иссушения почвы на глубину до 1,2 м и последующих нескольких интенсивных дождей. Подобный же тип оползней предполагается на аргиллитах у Ваирарапа – иссушение, а затем быстрое увлажнение и оползание.

Р. Оуэн (Owen, 1981) показал, что после зимы 1977, когда выпало примерно 1,5 нормы (для этого периода) осадков, на востоке холмистой равнины Ваирарапа произошло массовое оползание на склонах. Это были мелкие оползни (средняя мощность 0,64 м для 100 оползней), затронуты склоны крутизной 24-40, обычно в верхней их части, оползни приурочены, главным образом, к склонам северной, северо-западной и северо-восточной экспозиции; пространственное распространение оползней определяется распространением ненарушенных до 1977 г склонов. Процесс оползания предполагается в следующей форме: под слоем дерна грунт разжиживается, образуется вздутие, дерн прорывается и жидкий грунт стекает вниз по склону. Определены пределы пластичности и текучести для грунтов северной и южной экспозиции, сопротивление сдвигу. Во всех случаях грунт на солнечных склонах оказался более слабым, чем грунт на затененных, несмотря на большую влажность последнего. При дождях грунт на солнечных склонах быстрее теряет пластичность и разжижается, чем грунт на затененных склонах.

В литературе имеется множество описаний оползней-сплывов после сильных ливней, неоднократно составлялись библиографии таких статей (Selby, 1976). Обширная информация времени схода оползней-сплывов в различных районах страны и условиях их образования собрана Д. Хиксом (Hicks, 1995). Им получена зависимость средней частоты

схода оползней (интервала между соседними во времени событиями) F (годы) от годовой суммы осадков R (мм): $F=3009R^{0.8939}$. К. Филлипс (Phillips, 1988) приводит некоторые результаты измерения удельного количества оползней (ед/км²): Восточный полуостров Северного острова, 1980 г – 27; бассейн Ваирапапа, 1977 г – 98; Хокс Бей, 1971 г – 31; Западный берег Южного острова 1973-1975 гг, на песчаниках – 19; на конгломератах -10; город Веллингтон, 1974-1976 гг– 16-19. Подробные исследования М. Пейджа с соавторами (Page et al., 1999) на водосборе р. Ваипоа после циклона Бола в марте 1988 г (повторяемость 1 раз в 100 лет) показали очень высокие значения удельного количества оползней и объема перемещаемого ими материала (табл. 5). Наличие зависимости объема перемещаемого материала от слоя осадков позволило распространить эти данные на весь водосбор реки, который был подвержен влиянию циклона (табл. 6). Из 32 млн. м³ оползневой материала с площади 1485 км² около половины осталось на склонах, остальной материал был вынесен реками. Это составило 48% взвешенных наносов, прошедших по р. Ваипоа за время воздействия циклона Бола.

Таблица 5. Интенсивность формирования оползней-сплывов на водосборе р. Ваипоа во время циклона Бола (Page et al., 1999)

Водосбор притока реки	Слой осадков (мм)	Удельное количество оползней, ед/км ²	Удельный объем оползней, м ³ /га
Те Араи			
основная долина	350	110	231
Пуха	380	159	335
Нгатапа	500	226	475
Шевиот Хиллс	487	236	495
Ваитахоата	400	238	500
Джентл Анни	450	241	506
Мангакиоре	606	322	677
Фарерата			
Ваикура	409	50	224
Ваингаки	606	62	278
Ваимата2	601+	70	315
Нгатапа	500	92	414
Ваимата1	654	114	513
Ваихора			
Ахиотеатуа	654	121	170
Фарекопае			
Те Кофай	431	35	46
Параканапа	641	39	50
основная долина	478	49	63
Тутамое	706	55	72
Макомако			
Параканапа	631	98	206
Тауфарепарае	800	261	548
Ваингаромиа			
Хуануи	675	185	388

Таблица 6. Объем оползней-сплывов на водосборе р. Ваипоа после прохождения циклона Бола (рассчитано по данным табл. 5 . и карте изогьет (Page et al., 1999))

Бассейн реки	Площадь, км ²	% пастбищ	Объем оползневой материала,	% от общего
--------------	--------------------------	-----------	-----------------------------	-------------

			м ³	
Те Араи	513,20	96	20053000	61
Фарерата	277,70	75	6809000	21
Ваихора	77,60	76	577000	2
Фарекопае	449,70	92	1978000	6
Макомако	137,70	84	2493000	7
Ваинграромиа	28,90	89	948000	3
Всего	1484,80		32858000	100

В то же время на водосборе озера Тутира (3208 га) во время того же циклона Бола было мобилизовано 1,35 млн. м³ грунта, из них 89 % в оползнях-сплывах; 21 % мобилизованного материала осталось на склонах, 22 % аккумуляровалось на днищах речных долин и 57 % поступило в озеро (Page et al., 1994). Эти авторы приводят также сводку средних величин денудации во время этого и других ливней (табл. 7)

Таблица 7. Величины денудации на склонах во время катастрофических ливней (Page et al., 1994).

Местоположение	Год	Слой осадков, мм	Слой денудации, мм
Тутира, весь водосбор	1988	753	42
Тутира, склоны холмов (1427 га)	1988	753	83
Тангоио, Хокс Бей	1938	991	115
Пакарака, Ваирапа	1977	420	69
Макаху, Таранаки	1990	>300	41
хребет Хапуакохе, Ваикато	1973	190	40
Отои, Хокс Бей	1985	609	17
Тангоио, Хокс Бей	1971	204	7,5
долина Стокс, нижний Хатт	1976	250-300	3

Большое значение имеет скорость восстановления растительного покрова на оголенных эрозионными процессами склонах. Эта скорость сильно зависит от субстрата. Наблюдения показывают быстрое (2-6 лет) зарастание пастбищными травами зон схода мелких оползней на алевролитах и аргиллитах и очень медленное (несколько десятков лет) на песчаниках. Это определяется как более мощными первичными почвами на аргиллитах, в результате чего не весь почвенный покров уничтожается мелкими оползнями, так и большей скоростью почвообразования в оголенных областях (DeRose et al, 1995). Наблюдения велись за восстановлением наземной биомассы. М. Ламберт с соавторами (Lambert et al., 1984) установили, что на склонах холмогорья Ваирапа, сложенных алевролитами, через 2-3 года после схода мелких оползней восстановилось до 20% растительного покрова неэродированных участков. На стенках отрыва возрастом 20-75 лет восстановление составило около 77% вне зависимости от возраста оползней, что свидетельствует о неполном восстановлении продуктивности пастбищ на оползневых стенках даже после длительного периода. Полное восстановление возможно при внесении удобрений, посевах клевера и огораживании эродированных участков (Lambert et al., 1993). На оползневых склонах Таранаки процессы восстановления более замедленны, но основные закономерности близки к данным по Ваирапа (DeRose et al, 1995). Данные о наземной биомассе показывают, что качество пастбищ зависит от уклона склона: на склонах Таранаки увеличение уклона на 1° приводит к уменьшению годового прироста на 120-380 кг сухой массы/га (DeRose et al., 1995). В целом улучшенное пастбище с малой нагрузкой защищает почву от эрозии не хуже, чем кустарниковая растительность.

Неоднократно предлагались математические модели процесса формирования оползней-сплывов, обычно основанные на вычислении коэффициента устойчивости склона: однослойные (McConchie, 1992) и двухслойные (Ekanayake, Phillips, 1999). Использование всех этих моделей затрудняется отсутствием данных о физических свойствах грунтов до и во время формирования оползней. Больше применение находят эмпирические модели. Для Восточного полуострова Дж. Даймонд с соавторами (Dymond et al., 1999) использовали данные измерений М. Пейджа с соавторами (Page et al., 1999) и построили эмпирическую региональную стохастическую модель вероятности схода оползней-сплывов в зависимости от слоя осадков и уклона.

Овражная эрозия

В Новой Зеландии, так же, как и во многих горных областях, термин "овраг" ("gully") часто применяется к совершенно иным формам рельефа, чем на равнинах. Например, на Восточном полуострове Северного острова широко развиты циркообразные крутые склоны, лишенные растительности, со сплошным перемещением щебнистого грунта путем оползания, оплывания и линейного размыва. К. Камберленд (Cumberland, 1944) назвал эти формы "заовраженные области движения грунта" (gullied earthflows). Длинный (но более точный) термин не прижился, и эти склоны со сложным характером перемещения грунта называют просто "овраги". Это нужно иметь в виду, так как основной массив опубликованных данных касается оврагов именно этого типа.

Тем не менее, обычные овраги – глубоко врезаемые линейные эрозионные формы с крутыми оголенными склонами, достаточно широко распространены в Новой Зеландии. Многие из них давно потеряли активность, отражая этап интенсивной эрозии конца последнего ледникового периода. Однако на центральном вулканическом плато овраги сформировались в 50-е годы XX столетия в легкоразмываемых вулканических пеплах в результате сведения естественной лесной растительности. М. Селби и П. Хоскинс (Selby, Hosking, 1973) исследовали овражную эрозию в области распространения вулканических почв. Эти овраги наследуют узкие каньоны в ингнимбритах, которые затем были захоронены последующими пепловыми покровами, последний из которых сформировался в 130 г н.э. Из-за большой водопроницаемости пеплов на территории было мало поверхностных водотоков. Первые овраги были отмечены в 1959 г, но серьезная эрозия началась в 1962, когда годовой слой осадков составил 2580 мм (почти две годовые нормы). Возникшие овраги имели ширину и глубину до 30 м, длину несколько километров. Р. Блонж (Blong, 1966, 1970) исследовал такие овраги в бассейне р. Мангокофирифири длиной около 16 км. На начальной стадии развития овраги прерывистые: продольный профиль состоит из практически горизонтальных участков, которые формируются на более устойчивых слоях пепла и ступени до метра высотой. Эти ступени регрессивно отступают, и прерывистый овраг переформируется в единую линейную эрозионную форму. Процесс объединения в овраг длиной 2,2 км занял 3 года. К настоящему времени практически все овраги закреплены посадками деревьев на бортах и на водосборах и проявляют минимальную активность.

Суммарная площадь активных оврагов составляет 120 км² на Северном острове и 160 км² на Южном острове. Эта активность - периодическая. Например, дорожными службами Южного острова зафиксированы за 12 месяцев выбросы 350000 м³ материала из одного оврага глубиной 70 м и длиной 400 м, врезаемого в речную террасу (Grocott, 1996).

Иногда овраги возникают в результате прямого антропогенного воздействия. Так, небольшой водоток, который протекал вдоль шва 30-метровой террасы р. Ашбюртон (Южный остров), был повернут поперек террасы. За один дождь, длительностью всего несколько часов, сформировался овраг длиной 150 м, шириной 50 м и глубиной 8 м (Gair, Williams, 1964).

Ветровая эрозия

Ветровая эрозия распространена на Северном острове в пределах центрального вулканического плато и вдоль побережья, на Южном острове – на холмах и плоскогорьях Кентербери и Отаго. Она особенно выражена в бассейне р. Маккензи, где даже отмечены случаи "черных" бурь. Л. Бешер и Т. Вебб (Basher, Webb, 1997) отмечают, что основными факторами ветровой эрозии являются - высокая повторяемость сильных северо-западных ветров и летняя сухость почв, формирование зимой длинных кристаллов льда на поверхности почвы и выталкивание вверх частиц почвы, песчаный состав почв, разреженность растительности и обилие участков оголенной почвы, потеря почвой структуры при перевыпасе. На основании изучения по 6 трансектам содержания радиоизотопа цезия-137 в почвенном профиле ими показано, что на участках с хорошим растительным покровом ветровая эрозия не наблюдается; при разреженности растительности на 25% ветровая эрозия за 40 лет составила в среднем 2,3 см; при разреженности в >75% - 4,2 см. Аналогичные исследования А. Хьюита (Hewitt, 1996) в центральном Отаго дали интенсивность ветровой эрозии 10 т/га в год (за 40 лет) на склоне северной экспозиции и аккумуляцию 0,5-0,9 т/га на южном склоне.

Непосредственные измерения мощности эоловой аккумуляции в ветрозащитной лесополосе в Кентербери (Hunter, Lynn, 1988) показали, что аккумуляция начинается в полосе шириной 3 высоты деревьев перед лесополосой, достигает максимума в самом начале лесополосы и убывает до нуля в полосе шириной 7 высот деревьев. За два дня сильного ветра 20-30 м/с после длительной засухи с сильно выбитого (на 70%) пастбища вынесено 70 т/га почвы. Л. Бешер (Basher, 1990) приводит оценку деятельности экстремального ветра до 40 м/с, который вынес слой почвы 25 см с площади 1,08 га оголенного грунта (это примерно 3125 т/га). Г. Макгоуэн (McGowan, 1996) установил несколько ловушек эоловой пыли вокруг озера Текапо (Южный остров) и получил значения аккумуляции от 214 до 512 кг/га в месяц. Он же описал "черную" бурю в центральном Отаго 7 января 1995 г, когда 20 минут автомобили на шоссе были бомбардированы пылью, песком и даже мелкой галькой так, что некоторые машины были полностью заполнены эоловыми отложениями.

Плоскостной смыв

В состоянии изученности смыва почв со склонов в Новой Зеландии ситуация сложная. В 1978 г Д. Пэйнтер (Painter, 1978) собрал основные сведения о темпах эрозии в Новой Зеландии, но привел не более 10 цифр (он не использовал данные о стоке наносов в реках). Через 20 лет Л. Бешером (Basher, 2001) были собраны данные о темпах эрозии для 200 объектов и эпизодов (включая сток наносов в реках), но и эти данные не позволили дать оценку темпов эрозии в масштабе всей страны.

Измерений скорости эрозии на стоковых площадках практически не проводилось, хотя разговоры об этом и велись (Boughton, 1967). Имеется информация о попытках организовать подобные наблюдения на 2-3-х сельскохозяйственных станциях в 50-60-е годы XX столетия: например, на станции Моутере близ Нельсона, Южный остров (Moutere..., 1968), было 16 стоковых площадок, на станции Блек Бёч - 9 площадок (Black Birch Experimental Area, 1972), но эти данные либо труднодоступны, либо утеряны. Тем более интересны некоторые доступные данные. В (Restoration..., 1960) приводится информация о стоке наносов со стоковых площадок на станции Визер у Бленема (Южный остров), полученные в 1948-1950 гг. (табл. 7). В Касс (Кентербери, Южный остров) в конце 60-х годов получены величины смыва 8-760 т/га в год с 7 площадок по 4 м² (Soons, Rauner, 1968). Однако Дж. Хайвард (Hayward, 1971) показал, что в условиях расчлененного рельефа изменчивость смыва на разных площадках настолько велика, что для оценки смыва с точностью ± 0.25 т/га на площади в 30 га необходимо разбить 3300 стоковых площадок площадью по 4 м². Следует отметить, что эти выводы получены на основании годовых наблюдений на 20 площадках на субальпийском водосборе (табл.8) , и

изменчивость результатов наблюдений включает неучтенную изменчивость условий на площадке (уклон, почва и т.п.).

Л. Бешер с соавторами (Basher et al, 1997) привели данные об измерениях в 1971-1973 гг. на 4 эрозионных площадках площадью по 40,5 м² и уклоном 6-8° в Бомбей Хиллс, Нортленд. За 2,5 года прошло 59 ливней со слоем осадков 17-67 мм, средний годовой слой смыва с площадок под паром составил 56,8 т/га, под пастбищем – 0,02 т/га. Годовой сток наносов в 9 км от площадок с небольшого водосбора Фангапури (1,8 км²), где огороды и сады занимают 65% площади, составил 49 т/км². Столь значительные различия в стоке наносов с площадок и водосбора при близком землепользовании объясняется высокой водопрочностью агрегатов почвы и их аккумуляцией у нижней кромки полей.

В Отаго на склонах, где кочкарные травы интенсивно выжигались, в 1958 году на 19 профилях были установлены эрозионные шпильки. После 32 лет эпизодических измерений были констатированы весьма малые темпы эрозии на склонах крутизной 12-32° (Basher, Beecroft, 1991).

Таблица 7. Результаты измерений на парных стоковых площадках площадью 45,5 м² каждая на станции Визер (Restoration..., 1960).

Номер площадки	Вид землепользования	Сток воды за дождь, м ³	Мутность кг/м ³	Модуль стока наносов за дождь, кг/га
1а	Улучшенное пастбище с контурными валами	0,043	19,2	181
1б	Улучшенное пастбище без контурных валов	0,028	17,6	108
2а	Выбитое пастбище с естественной растительностью	0,082	21	378
2б	Слабо выбитое пастбище с естественной растительностью	0,053	12,8	149
3а	Не выбитое пастбище с естественной растительностью	0,018	24	95
3б	Пастбище с выжженной естественной растительностью	0,095	76,8	1604

Таблица 8. Результаты годовичных наблюдений на площадках площадью 4 м² каждая на субальпийском водосборе площадью 30 га в верховьях р. Ракаиа (Южный остров) в 1967-1968 гг (Hayward, 1971).

Тип поверхности площадки	Номер площадки	Годовой смыв, кг
Пятнистая поверхность, тассок, кустарник, оголенная почва	9	1,06
	18	1,77
	19	1,38
	20	1,30
Оголенная почва	10	0,45
	15	1,22
	16	6,21
	17	0,25
Кустарник	1	0,04
	2	0,02
	3	0,005
	4	0,01
Субальпийские луга и кустарник	11	0,18

	12	0,72
	13	0,02
	14	0,01
Осыпи в альпийской зоне	5	0,19
	6	0,11
	7	0,14
	8	0,04

Несколько лучше ситуация с измерениями скоростей эрозии на малых водосборах, хотя эта информация не систематизирована и разбросана по научным публикациям (см табл. 9. В целом можно констатировать, что количественных данных по эрозии на склонах очень немного, что сильно затрудняет верификацию и калибровку моделей эрозии в Новой Зеландии.

Таблица 9. Интенсивность смыва со склонов под пастбищем с водосборов площадью до 180 га (Gillingham, Thorrold, 2000).

Источник	Интенсивность смыва кг/га в год
van Roon, 1982, 1983	2231
Schoulcn, 1983	617
Bargh, 1978	1400
Cooke, 1988	700
Williamson et al., 1996	1280
	200
Thorrold et al., 1999	140
	130

Измерения распределения радиоактивного изотопа цезия-137 на полях Пукекохи (Нортленд) позволили выявить (Basher et al., 1997) перераспределение почвы на склоне под пастбищем с 1954 года. Верхняя часть склона была эродирована при интенсивности эрозии 7,4 мм/год (62 т/га в год), на нижней части склона происходила аккумуляция около 10 мм/год. Площадь области аккумуляции была меньше, чем области эрозии, и суммарный смыв почв составил 21 т/га в год.

Были попытки оценить применимость в Новой Зеландии существующих моделей эрозии. А. Эллиот (Elliott et al, 2001) выполнил серию измерений стока воды и наносов с площадок длиной 1 м и шириной 0,5 м при дождевании с интенсивностью 50-70 мм/час. Перед дождеванием по площадкам прогонялись коровы и фиксировалась доля оголенной почвы. Сравнение измерений (приведенных к единицам субфактора наземной биомассы SC модели RUSLE) с рассчитанными значениями субфактора с параметром $b=0.035$ показало неплохое их соответствие. Т. Хатри-Чхетри и Д. Пэйнтер (Khatri-Chhetri, Painter, 1971) с помощью дождевальной установки оценили значения фактора эрозионной стойкости почв K для трех почв Новой Зеландии и получили удовлетворительное совпадение с расчетами по номограмме USLE.

Посадки калифорнийской сосны в Новой Зеландии и эрозионные процессы

Большое внимание было уделено в Новой Зеландии оценке интенсивности эрозионных процессов в результате коммерческих посадок и вырубок калифорнийской сосны, что привело к разнообразным оценкам влияния типа растительности на эрозию. Были проведены многолетние наблюдения (Dons, 1987) за стоком наносов на трех соседних экспериментальных водосборах Пурукохукоху (Северный остров) под естественным подокарповым лесом (Пурувай, площадь 0,24 км²), под посадками калифорнийской сосны (Пуруки, 0,34 км²) и под пастбищем (Пурутака, 0,1 км²). Здесь

выпадает 1550 мм в год осадков, но вулканические почвы отличаются высокой водопроницаемостью (скорость инфильтрации 52 мм/час на пастбище, 225 мм/час в сосновом лесу и 600 мм/час в подокарповом лесу) и сток воды невелик: в 1981-1984 гг коэффициент стока под пастбищем составил 0,17, под сосновым лесом – 0,18 и под естественным лесом – 0,23. В 1970-1972 гг водосбор Пуруки еще был под пастбищем, и коэффициент стока составлял тогда 0,51 (коэффициент стока с водосбора Пурутака в тот период был равен 0,22). Годовой модуль стока наносов с водосбора под сосновым лесом составил 4 т/км², 22 т/км² с водосбора под пастбищем и 27 т/км² с водосбора под естественным лесом. Это очень небольшие значения сравнимы с модулем стока наносов с большого водосбора р. Марупара – 31 т/км² в год, также сложенного вулканическими почвами (Adams, 1979). Относительно больший сток наносов с водосбора с естественным лесом объясняется размывами в русле основного водотока, в то время как русла водотоков двух других водосборов сильно заросли корнями ивы и травой и задерживали наносы. Наблюдения на парных водосборах в районе Хокс Бей в течение 7 лет (Fahey et al., 2003) показали довольно сложное соотношение интенсивности эрозии на водосборах под пастбищем (Тамингиминги, 7,95 км²) и под посадками сосны (Пакуратахи, 3,45 км²). В 1995-1997 гг. на водосборе Пакуратахи был взрослый лес калифорнийской сосны, коэффициент стока воды составлял 29,3 %, годовой модуль стока наносов - 29,7 т/км². В 1998-1999 гг. лес был вырублен, коэффициент стока воды увеличился до 38,5 %, модуль стока наносов - до 89,4 т/км². В 2000 г водосбор был засажен травой, коэффициент стока воды достиг 44 %, а модуль стока наносов - 282 т/км². Однако уже в 2001 г после восстановления растительного покрова коэффициент стока воды снизился до 33 %, а модуль стока наносов - до 17 т/км². Весь этот период на пастбищном водосборе коэффициент стока воды составлял 32,5 %, средний модуль стока наносов - 70 т/км². Эти наблюдения показывают, что за полный цикл посадок калифорнийской сосны (25 лет) сток наносов с водосбора под лесом будет меньше, чем с водосбора под пастбищем.

Сравнение стока наносов при замене естественных лесов посадками калифорнийской сосны показало, что большое значение имеет литология подстилающих пород. Например, третичные песчаники северо-запада Южного острова нестабильны под посадками сосны: годовой модуль стока наносов увеличился со 100 до 4000 м³/км² при замене естественного подокарпового и южнобукового леса на посадки сосны (O'Loughlin, Pearce, 1976). Поступление наносов со склонов в долины происходило в виде неглубоких оползней-сплывов во время сильных ливней: во время таких ливней в 1973 и 1975 гг. в 6 долин с общей площадью водосбора 2,7 км² было вынесено 60000 м³ наносов. Аккумуляция происходила в основном за заламами высотой 1,4-8,2 м, в результате чего продольные профили водотоков приобрели ступенчатость. В 1979 г 42 % этих наносов все еще находилось в долинах (Pearce, Watson, 1983). Посадки сосны на месте естественного леса на плейстоценовых водопроницаемых галечниках таких эффектов не оказали.

Данные о стоке наносов с малых водосборов под пастбищем и посадками калифорнийской сосны собраны М. Хиксом (Hicks, 1990), в большинстве случаев использованы парные водосборы в близких условиях под лесом и пастбищем. Сток наносов с водосбора под пастбищем в среднем в 3 раза больше стока наносов с водосбора под посадками сосны (табл. 9), исключение составляют водосборы в Отаго.

Таблица 9. Сопоставление стока наносов с парных водосборов (Hicks, 1990).

Область	Водосбор	Растительность	Площадь (км ²)	Литология	Период наблюдений, гг	годовой модуль стока наносов (т/км ²)

Гленберви	Гленберви	калифорнийская сосна	0,63	граувакка	1981-84	46,2
Норсланд	Топуни	калифорнийская сосна	0,88	алевролит	1982-84	27,4
-"	Кокопу	пастбище	3,08	-"	1982-85	67,5
Ваикато	Скотсманс	пастбище	0,16	граувакка	1981-81	94,6
Роторуа	Пуруки	калифорнийская сосна	0,34	туфы	1982-84	1,7
-"	Пурутака	пастбище	0,23	-"	1983-84	23,4
Моутере	Моутере5	пастбище	0,04	конгломерат	1983-86	78,5
-"	Моутере14	калифорнийская сосна	0,07	-"	1983-86	4,0
Голубиная Долина	сев	калифорнийская сосна	1,19	граувакка	1983-85	33,3
-"	юг	калифорнийская сосна, вырубки	1,29	-"	1983-84	32,8
Вост. Отаго	Кинторе	пастбище	2,92	сланцы	1986-87	4,3
-"	Воллвейле рбёрн	пастбище	1,63	-"	1984-87	6,1
-"	Юра	калифорнийская сосна	1,92	-"	1986-87	9,5
-"	Шторм	калифорнийская сосна	1,14	-"	1985-87	10,3

Ранее М. Хикс (Hicks, 1988) показал, что во время максимальных ливней сток наносов с пастбищ в 6-8 раз превышает сток с водосборов с посадками сосны. К противоположным выводам пришла К. Смит (Smith, 1992): на парных водосборах в горах Нельсон (Южный остров) средняя мутность воды в водотоках с пастбищными водосборами была вдвое меньше (а во время паводков в 4-9 раз меньше), чем в водотоках, где нижние части склонов и пойма были засажены сосной. Это объясняется тем, что малые водотоки на открытой местности зарастают водной растительностью, а в тени под покровом леса водная растительность разрежена. Этим же эффектом Р. Девие-Колли (Davies-Colley, 1997) объясняет то, что в Ваикато малые водотоки в сосновом лесу при прочих равных условиях шире, чем водотоки с водосборами под пастбищем.

Рассмотрены основные технологические этапы при посадках леса и дана их оценка с точки зрения формирования стока наносов (Phillips, Marden, 2003). Подготовка территории для лесопосадок (в настоящее время это вырубка коммерческого леса) приводит к уничтожению наземной растительности на 70-100% территории и механическому повреждению и уничтожению почвенного покрова на 10-15% территории. При этом склоны покрыты слоем растительных остатков (ветками, корой, хвоей), а в неповрежденной почве содержатся корни сведенной растительности, которые отмирают за 5-6 лет и только тогда полностью теряют свои механические скрепляющие почву свойства. Согласно Ватсону и др. (Watson et al., 1995) начальная прочность на разрыв корней сосны составляет 17.6 МПа, она снижается в два раза через 1.6 лет после вырубки леса). После посадок саженцев сосны за 2-5 лет восстанавливается травянистый растительный покров и начинается формирование сети новой корневой системы и

проективного покрытия крон сосен. Через 5-8 лет после посадки насаждения прореживаются, что приводит к временному снижению плотности надземной и подземной биомассы, однако порубочные остатки не убираются. В дальнейшем до достижения сосной коммерческого бонитета проективное покрытие, почвенный покров и густота корней увеличиваются, соответственно растет противоэрозионная роль лесопосадок. В период разрушения старой корневой сети и недостаточного развития новой противоэрозионное значение посадок сосны меньше, чем естественного кустарника или пастбища, но в среднем за длительный период сосновые леса хорошо защищают почву от эрозии даже при коммерческом их использовании.

Важное место занимает эрозия вдоль дорожной сети, которая прокладывается для эксплуатации коммерческих лесов. Например, за четыре интенсивных ливня в июле и августе 1990 г вдоль 142 км дорог в лесах Голден Даунс и Мотуэка (Южный остров) с дорожных откосов сошло 263 мелких оползня. Объем снесенного материала составил 193000 м³ или 28 т/га (Coker, Fahey, 1993), из них 13 т/га поступило в водотоки. Среднегодовой объем сноса в 1980-1983 гг был здесь равен 1,6-3,2 т/га, при этом сток наносов с соседнего ненарушенного водосбора составлял всего 0.5 т/га в год (Fahey, Coker, 1989).

Кроме коммерческих целей, посадки сосны применялись как сугубо противоэрозионная мера. В бассейне р. Те Верароа (29 км²) 6 % земель представляли собой так называемые "овраги" - лишённые растительности циркообразные крутые склоны со сплошным перемещением грунта путем оползания, оплывания и линейного размыва, из которых в водоток поступало около 1,6 млн. тонн наносов в год (Gomez et al., 2003). С начала 60-х годов здесь ведутся посадки сосны на площади 1700 км². Это привело к существенному снижению водонасыщенности почвы и поверхностного стока на 170-400 мм в год. Верхние 1-1,5 м почвы закреплены корневой системой сосен. В результате в 10 раз уменьшились скорости смещения грунта долинным крипом (Pearce et al., 1987). Из 55 "оврагов" в бассейне р. Те Верароа 50 было закреплено посадками сосны. Однако не удалось закрепить 5 крупнейших "оврагов" площадью 0,32 км², из которых в 1970-1988 гг. в реки продолжало поступать (Gomez et al., 2003) 0,38 млн. тонн наносов в год (из оврагов Тарндаль и Оил Спрингс поступление наносов даже увеличилось).

Для противоэрозионных целей возможно применение естественной растительности - кустарника канука (Watson et al., 1995), который быстро осваивает заброшенные пастбища и распространен на землях Восточного полуострова. Хотя в зрелом возрасте подземная биомасса этого кустарника меньше, чем у сосны (78 против 150 т/га) и она сосредоточена в верхнем 1 м почвы, его прочность на разрыв составляет около 33 МПа, а время полного разрушения после вырубki примерно то же, что и у сосны.

Моделирование смыва почв со склонов

Нами был рассчитан смыв почв (эрозионный потенциал при заданных условиях) с территории Новой Зеландии с помощью эмпирической статистической модели RUSLE (пересмотренное универсальное уравнение потерь почв), разработанной в Министерстве сельского хозяйства США (Renard et al., 1997). В Новой Зеландии были попытки (Painter, 1972) внедрить эту модель (в ее первоначальном виде), однако дальше общих рассуждений дело не пошло. Нужно отметить насущную необходимость таких расчетов: после выполнения этой работы и краткого изложения результатов (Sidorchuk, 2002) автор неоднократно откликался на просьбы со стороны студентов, научных работников и практиков прислать детальную информацию о рассчитанном эрозионном потенциале для той или иной территории.

Потери почв на склонах А рассчитываются в RUSLE (так же как и в предыдущей версии USLE) как произведение так называемых факторов эрозии: эрозионного потенциала дождя R , фактора противоэрозионной устойчивости почвы K , фактора длины и крутизны склона LS , фактора растительного покрова C , фактора землепользования P :

$$A = RKLSCP \quad (1)$$

Каждый из перечисленных факторов имеет сложную структуру и состоит из большого числа субфакторов и параметров. Для расчетов смыва почв с помощью даже упрощенной модели RUSLE для каждого элемента склона необходима информация о 30 переменных, коэффициентах и показателях степени, из которых складываются субфакторы и факторы эрозии. С этой точки зрения мнение о простоте этой модели несколько оптимистично.

Моделирование проводилось посуточно для периода 1978-2002 гг. на базе растровой цифровой модели рельефа, с привлечением электронных баз данных по характеристикам осадков, почвы, растительности и землепользования. Произведение всех факторов эрозии для каждого пикселя и каждых суток в году, и суммирование суточных данных дает, согласно формуле (1), годовые темпы смыва A т/га для каждого пикселя размером 625 м^2 в пределах верхних частей водосборов, каждый из которых имеет площадь не более $0,063 \text{ км}^2$. Эти верхние части водосборов суммарно составляют 92.3% территории Южного острова и 92.8% территории Северного острова. Средние величины смыва составили 1,9 т/га для Северного острова и 2,2 т/га для Южного острова, что соответствует максимальным измеренным значениям на малых водосборах под пастбищем (табл. 9). Общий рассчитанный годовой смыв составил 55,4 млн. тонн, из них 21,8 млн. тонн с Северного острова и 33,6 млн. тонн с Южного острова. Межгодовая изменчивость рассчитанного смыва (рис. 3) в основном связана с климатическими изменениями и достигает 3 раз, при этом она не синхронна на Северном и Южном островах.



Рис. 3. Межгодовая изменчивость рассчитанных темпов эрозии почв в Новой Зеландии за счет плоскостного смыва.

Сток взвешенных наносов с территории Новой Зеландии.

Измерения стока взвешенных наносов на реках Новой Зеландии проводятся с 1950-х годов одновременно с измерением расходов воды по определенному графику. До последнего времени мутность воды в промежутках между измерениями расходов не определялась. В середине 90-х были начаты экспериментальные работы по детальному измерению мутности воды в реках с помощью мутномеров с дискретностью измерений 15 минут, однако до сих пор эти работы не вышли из стадии экспериментов. Поэтому основная масса данных о мутности воды представляет собой нерегулярно распределенные

во времени измерения, более частые для периодов низкой воды и более редкие для паводков. Такие данные имеются почти для 230 постов, достаточно равномерно распределенных по территории. Количество измерений мутности на посту варьирует от десятка до нескольких сотен. Но даже для постов с большим количеством наблюдений имеется значительная область максимальных расходов воды, где наблюдения за мутностью отсутствуют. Это создает серьезные проблемы при интерпретации данных измерений и значительный разброс в оценках стока наносов. Например, для достаточно хорошо обеспеченного измерениями поста Канаканайа на р. Ваипоа (425 измерений расхода и мутности воды за 1950-2001 гг.) возможно использовать линейную аппроксимацию связи мутности C с расходом воды Q , что дает средний расход наносов 285 кг/с за период 1975-2001 гг.; можно использовать степенную зависимость, что дает средний расход наносов 640 кг/с; сложная аппроксимация кривой

$$C = 10^{\frac{0.315+2.78(\lg Q)}{1+0.4(\lg Q)-0.033(\lg Q)^2}} \quad (2)$$

дает 300 кг/с. Даже если отбросить степенную связь, относительная ошибка расчета составит 16%. Если при аппроксимации не превышать значения мутности более 60 кг/м³ (максимальная наблюденная мутность), то средний расход наносов будет соответственно равен 225, 305, 255 и 300 кг/с при максимальной относительной ошибке 28 %. Большинство других постов обеспечено данными измерений намного хуже, и ошибки расчета стока наносов на них не меньше. Зависимости типа (2) лишь в самом общем виде описывают ход мутности, который на большинстве рек имеет гистерезисный, петлеобразный вид с более высокой мутностью на подъеме паводка и более низкой на спаде при том же расходе воды (Christian, Tompson, 1978).

Сток наносов в территории Новой Зеландии оценивался неоднократно. Первая оценка для нескольких речных бассейнов была дана С. Томпсоном и Дж. Адамсом (Tompson, Adams, 1979, Adams, 1979). Расчет проводился по зависимостям между концентрацией взвешенных наносов и расходом воды, причем поле измеренных значений описывалось кривой, проведенной от руки. Расчеты для всей территории Новой Зеландии были проведены Дж. Гриффитсом (Griffiths, 1981, 1982, Griffiths, Glasby, 1985). Он также использовал зависимости между концентрацией взвешенных наносов и расходом воды, эти зависимости были найдены методом наименьших квадратов в области измеренных значений мутности и экстраполировались в область неизмеренных значений. Кроме того, устанавливались региональные зависимости вида

$$G = aP^b \quad (3)$$

где G – удельный слой стока наносов, P – годовой слой осадков. Эти зависимости использовались для расчета стока наносов из бассейнов неисследованных рек.

Несколько оценок стока взвешенных наносов выполнено М. Хиксом (Hicks *et al*, 1996, 2002). Этот исследователь также использовал зависимости между концентрацией взвешенных наносов и расходом воды, найденные методом наименьших квадратов в области измеренных значений мутности, однако для области неизмеренных значений обычно применялись максимальные измеренные значения. Кроме того, Хикс уточнил вид зависимостей вида (3): он получил постоянный коэффициент $b=2,3$ (Hicks *et al*, 1996) или 1,7 (Hicks, 2002) и переменный (зависящий от литологии слагающих речной бассейн горных пород) коэффициент a . Эти оценки М. Хикса более консервативны: если Дж. Гриффитс полагает сток взвешенных наносов с территории Новой Зеландии равным 378 млн. т/год (102 млн. т/год с Северного острова и 276 млн. т/год с Южного острова), то М. Хикс приводит цифру 209 млн. т/год (118 млн. т/год с Северного острова и 91 млн. т/год с Южного острова). Оценка Дж. Гриффитса для Южного острова явно завышена, так как он использовал ненадежные данные по стоку наносов с территории Фьёрдленд - 13300 т/км² в год. Детальные исследования (Pickrill, 1993) показали, что средний за многолетие годовой модуль стока наносов здесь не превышает 28-209 т/км², что и было принято М. Хиксом в его расчетах.

В этих оценках нет доли влекомых наносов. Эта доля очень велика в верховьях рек. Например, детальные измерения стока влекомых и взвешенных наносов были проведены во время паводка обеспеченностью один раз в два года (осадки 110 мм за 3 дня) в верхнем течении р. Драй Ачерон (приток р. Ракаиа, восточный склон Южных Альп). Здесь за паводок прошло 420 т взвешенных наносов (41% песка и 55% алеврита и глины) и 2560 т влекомых наносов, на 95% состоящих из мелкой гальки и гравия (Griffiths, Hicks, 1979). Однако до устьев большинства крупных рек, впадающих в океан, эта галька не доходит – галечные влекомые наносы полностью аккумулируются в русле р. Ваимакарири в 3 км от устья (Griffiths, 1979), в русле р. Ваипоа в вершине зоны воздействия приливов (Gomez et al, 2003).

Формирование стока наносов в реках

Кроме плоскостного смыва со склонов источниками наносов в реках являются эрозионно-денудационные процессы, включающие сели; долинный крип; неглубокие (мощностью <1 м) оползни - оплывы; глубокие оползни; овражную эрозию, в том числе тоннельные овраги; размыв речных берегов; размыв речного русла. В результате сток наносов в реках существенно больше (в 4 раза), чем смыв наносов со склонов плоскостными потоками. Часто мутность потоков, поставляющих наносы с водосбора, выше мутности основной реки. Некоторые процессы (например, гравитационные) увеличивают сток наносов без увеличения стока воды. Все это приводит к увеличению мутности воды по длине реки. Это явление характерно для многих рек Новой Зеландии: из 29 рек, для которых имеется информация о стоке наносов на двух и более постах на 25 реках удельный сток наносов (и мутность воды) увеличивается по их длине (рис. 4).

Типичный пример таких процессов описан (McConchie, 1980) для урбанизированной долине Стокс Валли у Веллингтона (водосбор 12,7 км²), где во время дождя (250-300 мм за 12 часов) сошло 78 оползней общим объемом 33500 м³. Так как оползни формировались в основном в тальвегах долин 1 порядка, 70 оползней поставляли материал непосредственно в водотоки. Это привело к заилению городской дренажной сети. Одним из эффектов оползания было увеличение неравномерности стока: сток из овражных врезок мог на некоторое время прекратиться, а затем проходила мощная волна воды с наносами высотой в несколько метров.

Среди геоморфологов Новой Зеландии бытует мнение (Л. Бешер, устное сообщение), что значительная часть стока наносов формируется при размыве берегов рек. Это мнение обосновывается наблюдениями Дж. Гриффитса (1979) на реках равнин Кентербери, который показал, что объем размыва берегов р. Ваимакарири в низовьях примерно равен стоку взвешенных наносов этой реки в устье. Размыв берегов на реках Новой Зеландии выглядит очень эффектно: во время мощных паводков размываются оба берега реки (на излучинах и вогнутый, и выпуклый), ширина русла увеличивается (рис. 5). Однако, это не может продолжаться долго: в периоды стока, близкого к норме, общий размыв сменяется общей аккумуляцией и ширина русла уменьшается. Этот процесс можно проиллюстрировать на примере отрезка меандрирующего русла р. Ваикоху (приток р. Ваипоа, Восточный полуостров) длиной около 2 км (рис. 6). Сравнение аэрофотоснимков залетов 1952, 1982, 1988, 1998 и 2002 гг показало (табл. 10), что в среднем за длительный период площади и объемы размыва берегов примерно равны площадям и объемам аккумуляции в русле: за 1952-2002 гг площадь размыва составила здесь 10600 м², площадь аккумуляции – 9700 м², интенсивность поступления наносов в русло 0,2 м³ на м длины русла в год. Это примерно 7000 т/год наносов с 45 км длины основной реки и ее главного притока. Средний годовой сток наносов р. Ваикоху, приведенный к створу измерения скорости размыва берега, составил 0.93 млн. т/год, т.е. за счет размыва берегов формируется около 0,8 % годового стока реки. Однако во время



Рис. 5. Размыв берегов р. Те-Араи (приток р. Ваипоа) во время паводка августа 2002 г (фото администрации области Гисборн).

русле при расходах воды меньше среднегодового максимума. Более подробными исследованиями для 5 относительно крупных рек установлено, что 50 % наносов проносятся при расходах воды обеспеченностью менее чем раз в 0,41-1,15 лет, а 90 % - при расходах воды обеспеченностью менее чем раз в 4,2-13 лет. Это приводит к тому, что наиболее эффективные (руслоформирующие, в отечественной терминологии) расходы воды намного меньше среднегодового максимума и проходят в основном в пределах русла реки. Подобный режим стока наносов приводит к относительно малой доле аккумуляции наносов на пойме – не более 5 % стока взвешенных наносов (хотя абсолютные значения могут быть значительны) и к практически полному выносу поступающих со склонов взвешенных наносов из речных русел в океан (Gomez et al., 1999).

Такой режим характерен и для малых водотоков в вершинах водосборов. Т. Марутани с соавторами (Marutani et al., 1999, Kasai et al., 2001) исследовали баланс наносов на 6 малых (площадь 33-486 га) водосборах в бассейне р. Ваипоа за период 1960-1996 гг. Здесь наносы поступают в водотоки из так называемых "оврагов". В периоды интенсивных ливней (3-7 суток), обычно связанных с тропическими циклонами (16 за период 1914-1996 гг.), с крутых оголенных склонов "оврагов" площадью 6-70 га в водотоки поступает масса наносов самого разного гранулометрического состава, в основном - щебня. Часть этого материал аккумулируется в днищах малых долин, часть наносов выносится в более крупные реки. В периоды меньшей интенсивности склоновых процессов (длительностью до 10 лет) наносы в малых долинах размываются водотоками, при этом формируются террасы врезания. Так, в 1988-1996 гг. из долины Матаконеконе (длина 2,1 км, площадь водосбора 434 га, площадь "оврагов" 34 га) выносилось 12,5 тыс. м³ наносов в год, из долины Оил Спрингс (длина 1,6 км, площадь водосбора 305 га, площадь "оврагов" 33 га) – 8,3 тыс. м³ наносов в год. В целом за многолетие практически все наносы выносятся из малых долин и коэффициенты доставки для них в среднем равны 1,0.

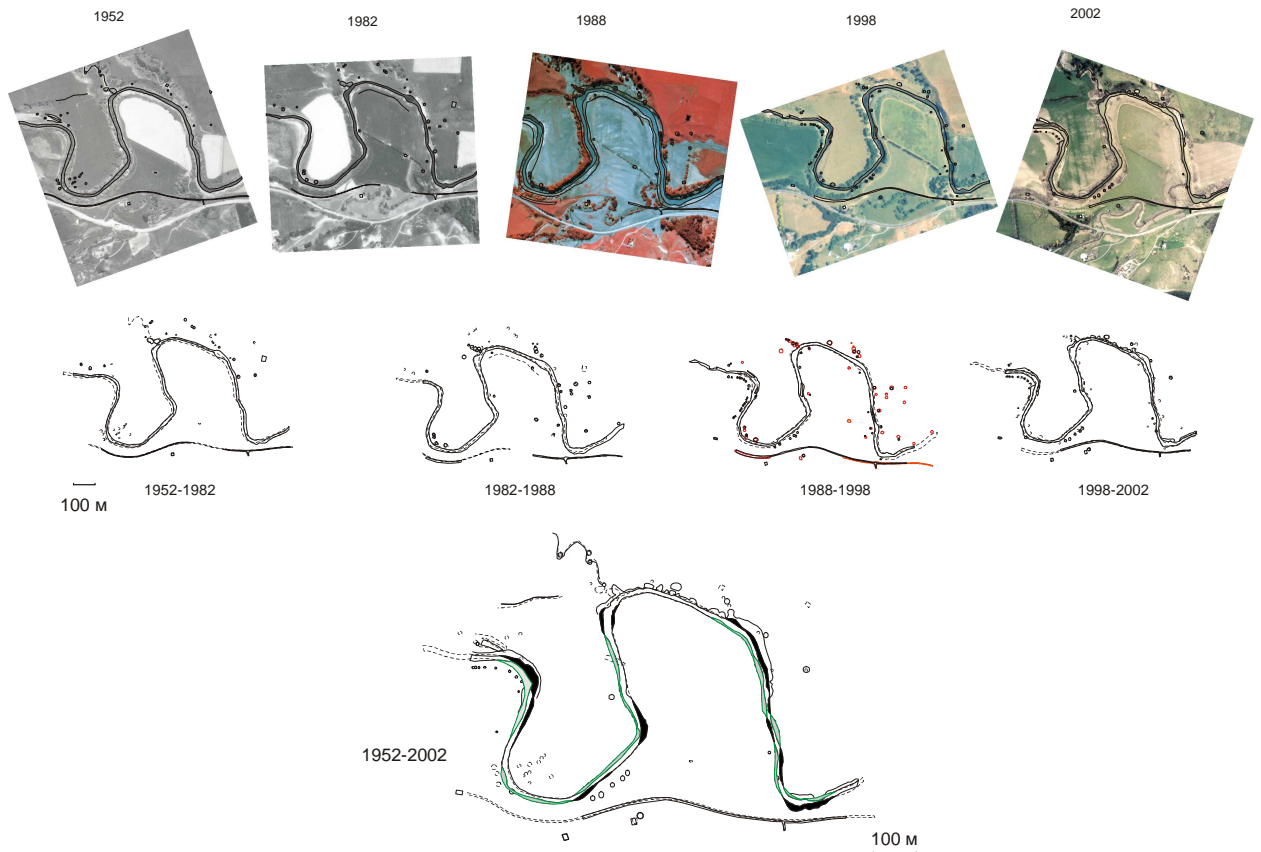


Рис. 6. Динамика русла р. Ваикоху (приток р. Ваипоа) в 1952-2002 гг.

Заключение

В среднем за многолетие с территории Новой Зеландии в океан поступает около 200 млн. т взвешенных наносов в год. Это около 1-1,5 % глобального стока наносов с территории, которая составляет лишь 0,18 % всей суши. Рельеф, климат, разнообразие процессов и хозяйственная деятельность человека приводят к тому, что сток наносов с территории Новой Зеландии в 8 раз интенсивнее, чем среднеглобальный. На Южном острове эта эрозия в основном сосредоточена в Южных Альпах. По оценкам Дж. Адамса (Adams, 1980) современные темпы эрозии в Южных Альпах полностью компенсируют тектоническое поднятие. Этот вывод подтверждается другими исследователями на региональном материале: Л. Бешер с соавторами (Basher et al., 1988) показали, что в бассейне р. Кропп ($28,5 \text{ км}^2$), где в год выпадает 10800 мм осадков, сток наносов составляет $29600 \pm 2500 \text{ т/км}^2$, или темпы денудации равны $11 \pm 1 \text{ мм/год}$, при скорости тектонического поднятия здесь $12 \pm 2 \text{ мм/год}$. На Северном острове наносы в основном формируются на Восточном полуострове, в бассейнах рек Ваипоа и Ваипу. Здесь интенсивность эрозионно-денудационных процессов обусловлена горно-холмистым рельефом, интенсивными осадками при прохождении тропических циклонов и очень малой противоэрозионной стойкостью сильно трещиноватых меловых аргиллитов и алевролитов. Действие этих природных факторов на порядок усилено вырубкой леса на склонах и заменой его пастбищем. Травянистая растительность в подобных литологических условиях не закрепляет склоновый чехол, что приводит к массовому оползанию реголита. В Южных Альпах и на Восточном полуострове формируется две трети стока наносов с территории Новой Зеландии в океан. Остальная часть страны, более равнинная или залесенная, поставляет еще одну треть наносов.

Пространственная дифференциация интенсивности эрозионных процессов в Новой Зеландии велика, еще больше дифференциация антропогенной составляющей стока наносов. На Южном острове из ~90 млн. тонн в год стока наносов 90 % (~80 млн. тонн) формируется в Южных Альпах (треть территории острова) и определяется в основном

естественными процессами. На Северном острове тоже примерно треть территории находится в слабонарушенном состоянии, но здесь формируется не более 10 % стока наносов (~10 млн. тонн), остальные ~100 млн. тонн сносятся с трансформированных человеком ландшафтов. По сравнению с естественными условиями темпы эрозии увеличились с приходом полинезийцев в среднем в 2 раза, с приходом европейцев в 10 раз. Это означает, что естественный сток наносов с Южного острова составлял ~80 млн. тонн, а с территории Северного острова ~20 млн. тонн, т.е. до открытия Новой Зеландии человеком сток наносов здесь был ~100 млн. тонн в год. С приходом полинезийцев и началом уничтожения лесов сток наносов на Северном острове увеличился до ~30 млн. тонн, т.е. общий сток наносов увеличился до ~110 млн. тонн (на 10%). Максимум антропогенная составляющая стока наносов достигала в середине XX века после кардинального нарушения природной экосистемы неупорядоченным землепользованием. По самым консервативным оценкам она была втрое больше современной, составляя ~300 млн. тонн, т.е. общий годовой сток наносов стал ~400 млн. тонн или вчетверо больше естественного. После реализации государственной программы интенсивной мелиорации пастбищ, уменьшения площади пашни и посадок леса на наиболее эрозионно-опасных территориях, антропогенная составляющая стока наносов снизилась; тем не менее, общий годовой сток наносов ~200 млн. тонн с этой весьма ухоженной территории вдвое больше естественного.

Литература

1. Adams, J. 1979: Sediment load of North island Rivers, New Zealand – a reconnaissance. *Journal of Hydrology (New Zealand)* 18: 36-48
2. Adams J 1980: Contemporary uplift and erosion of the Southern Alps, New Zealand. *Bull. Geol. Soc. Am* 91: 1-114
3. Basher, L.R. 1990: Wind erosion and soil re-formation in the upper Hurunui River gorge. Division of Land and Soil Sciences Technical Record CH6, Department of Scientific and Industrial Research, Christchurch.
4. Basher, L.R., Beecroft, F.G. 1991: The effectiveness of erosion pins for erosion assessment in the Otago uplands. DSIR Land Resources Technical Record 69
5. Basher, L.R., Tonkin, P.J., McSaveney, M.J. 1988: Geomorphic history of a rapidly uplifting area on a compressional plate boundary. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F. Suppl. Bd* 69: 117-131
6. Basher, L.R. and Webb, T.H. 1997: Wind erosion rates on terraces in the Mackenzie Basin. *Journal of the Royal Society of New Zealand* 27: 499-512
7. Basher L.R., Cathcart S, Crush J, Hart B, Clark S, Ross C.W., Williams P.H. 1997: Soil and water management for sustainable vegetable production in a peri-urban area, Pukekohe, New Zealand 'Wai Whenua/Water Land', Proceedings of the 24th Hydrology and Water Resources Symposium, Auckland, New Zealand Hydrological Society and the National Committee on Water Engineering of the Institution of Engineers Australia, Auckland, New Zealand. Pp 321-326
8. Basher L.R., D.M. Hicks, B. Handyside, C.W. Ross. 1997: Erosion and sediment transport from the market gardening lands at Pukekohe, Auckland, New Zealand. *Journal of Hydrology (NZ)* 36(1): 73-95
9. Black Birch Experimental Area, 1972: NWSCO
10. Blanscheke P.M, N. A. Trustrum, R. C Derose. 1992: Ecosystem processes and sustainable land use in New Zealand steepplands. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 41:153-178
11. Blong R. J. 1966: Discontinuous gullies on the volcanic plato. *Journal of Hydrology, New Zealand* v4: 87-99
12. Blong R. J. 1970: The development of discontinuous gullies on pumic catchment. *American Journal of Science* 268: 269-383.

13. Boughton W.C. 1967: Plots for evaluating the catchment characteristics affecting soil loss. 1- Desigh of experiments. *Journal of Hydrology, New Zealand* v6 n2 113-119
14. Burns, S.F. and Tonkin, P.J. 1987: Erosion and sediment transport by windthrow in a mountainous beech forest, New Zealand. Pp. 269-270 in Beschta, R.L., Blinn, T., Grant, G.E., Swanson, F.J., Ice, G.G. (Eds), *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*, IAHS Publication 165.
15. Campbell D.A. 1961: Down to the sea in slips. *Soil Conservation and river control council. Bulletin N 5,*
16. Campbell D.A. 1965: The sky's the limit. *Aerial mechanisation of pasture improvement and soil conservation in New Zealand. Soil Conservation and river control council. Bulletin N 18,*
17. Christian R, Tompson S.M. 1978: Loop rating and grading of suspended sediment in the Mararoa. *Journal of Hydrology (New Zealand)* 17: 1, 50-53
18. Coker, R.J., Fahey, B.D. 1993: Road-related mass movement in weathered granite, Golden Downs and Motueka Forests, New Zealand. *Journal of Hydrology (NZ)* 31: 65-69.
19. Crozier, M.J. 1968: Earthflows and related environmental factors of eastern Otago. *Journal of Hydrology (New Zealand)* 7: 4-12.
20. Crozier, M.J. 1969: Earthflow occurrence during high intensity rainfall in eastern Otago, New Zealand. *Engineering Geology* 3: 325-334
21. Cumberland K.B. 1944: *Soil erosion in New Zealand.* 124 p.
22. Davies-Colley RJ 1997: Stream channels are narrower in pasture than in forest. *N.Z. Journal of Marine and Freshwater Research* 31:599-608.
23. Dymond John R., Jessen Murray R., Lovell Leyton R. 1999: Computer simulation of shallow landsliding in New Zealand hill country. *JAG Volume 1, Issue 2*, 122-131.
24. Derosé R. C, N. A. Trustrum, N. A. Thomson, A.Roberts. 1995: Effect of landslide erosion on Taranaki hill pasture production and composition *New Zealand Journal of Agricultural Research*, Vol. 38: 457-471
25. Dons A. 1987: Hydrology and sediment regime of a pasture, native forest, and pine forest catchment in the central North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Forestry Science* 17(2/3) 161-178
26. Eden Dennis N., Michael J. Page 1998: Palaeoclimatic implications of a storm erosion record from late Holocene lake sediments, North Island, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 139: 37-58
27. Ekanayake J.C., Phillips C.J. 1999: A model for determining thresholds for initiation of shallow landslides under near-saturated conditions in the East Coast region, New Zealand. *Journal of Hydrology (NZ)* 38(1): 1 -28
28. Elliott A. H., Y. Q. Tian, J. C Rutherford, and W. T. Carlson. 2002: Effect of cattle treading on interrill erosion from hill pasture: modelling concepts and analysis of rainfall simulator data *Aust. J. Soil Res.*, 40, 963-976
29. Empson L., Flenley J., Sheppard P. 2002: A dated pollen record of vegetation change on Mayor Island (Tuhua) throughout the last 30000 years. *Global and Planetary Change* 33: 329-337
30. Eyles, G.O. 1983: The distribution and severity of present soil erosion in New Zealand. *NZ Geographer* 39(1) 12-27
31. Eyles, G.O. 1985: *The New Zealand Land Resource Inventory Erosion Classification.* Water and Soil Miscellaneous Publication No. 85. 61 pp.
32. Fahey, B.D., Coker,R.J. 1989: Forest road erosion in the granite terrain of Southwest Nelson, New Zealand. *Journal of Hydrology (N.Z.)* 28: 123-141
33. Fahey B. D., M. Marden, C. J. Phillips. 2003: Sediment yields from plantation forestry and pastoral farming, coastal Hawke's Bay, North Island, *Journal of Hydrology (NZ)* 42 (1): 27-38

34. Gair HS, Williams CL 1964: Note on recent gully erosion NZ Journal of Geology and Geophysics 7:897-899.
35. Gillingham Allan G, Thorrold Bruce S. 2000: A Review of New Zealand Research Measuring Phosphorus in Runoff from Pasture J. Environ. Qual. 29:88-96.
36. Gillon M. D., G.J. Saul 1995: Cairnmuir Landslide Infiltration Protection Stabilisation Works Proceedings of the Institution of Professional Engineers New Zealand Annual Conference "Innovative Technology", pp. 235-239
37. Ghani M.A. 1978: Late Cenozoic vertical crustal movements in the southern North Island, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 21: 117-125
38. Gomez B., Eden D.N., Hicks D.M., Trustrum N.A., Peacock D.H., Wilmshurst J. 1999: Contribution of floodplain sequestration to the sediment budget of the Waipoa River, New Zealand. In: Floodplains: Interdisciplinary Approaches. Alexander J., Marriott S.B, Hey R. (eds). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 163, pp. 69-88.
39. Gomez, B., K. Banbury, M. Marden, N. A. Trustrum, D. H. Peacock, P. J. Hoskin 2002:Gully erosion and sediment production: Te Weraroa Stream, New Zealand Water Resources Research, vol. 39, no. 7, 1187-1195
40. Grant P.J. 1965: Major regime changes of the Tukituki river, Hawke's bay, since about 1650 A.D. Journal of Hydrology, New Zealand v.4 n1 p.17-30
41. Griffiths, G.A. 1979: Recent sedimentation history of the Waimakariri River, New Zealand. Journal of Hydrology (New Zealand) 18: 6-28
42. Griffiths G.A. 1981: Some suspended sediment yields from South Island catchments, New Zealand. Wat. Resour. Bull. 17, 662-671
43. Griffiths G.A. 1982: Spatial and temporal variability in suspended sediment yields of North Island basins, New Zealand. Wat. Resour. Bull. 18, 575-583
44. Griffiths G.A., Hicks, D.M. 1979: Transport of sediment in mountain streams: performance of a easurement system during a two year storm. Journal of Hydrology (New Zealand) 18: 131-136.
45. Griffiths, G.A., Glasby, G.P. 1985: Input of river derived sediment to the New Zealand continental shelf. I Mass. Estuarine, Coastal and Shelf Science 21:773-87
46. Grocott, G.G. 1996: The effect of major erosion on Lewis Pass, South Island. Proceedings of the Institution of Professional Engineers New Zealand Annual Conference "Engineering, providing the foundation for Society", pp. 210-212
47. Hancox, G.T., Perrin, N.D. 1994: Green Lake landslide: an ancient large-scale wedge failure in glaciated terrain, Fiordland, New Zealand Institute of Geological & Nuclear Sciences science report 93/18, New Zealand Institute of Geological & Nuclear Sciences, Wellington.
48. Hancox, G.T., McSaveney, M.J., Davies, T.R., Hodgson, K. 1999: Mt Adams rock avalanche of 6 October 1999 and the subsequent formation and breaching of a large landslide dam in Poerua River, Westland, New Zealand. IGNS Science Report 99/19, Institute of Geological and Nuclear Sciences, Wellington
49. Hayward, J.A. 1971: Measuring a rate of soil erosion. Pp. 274-289 in Proceedings of the Seminar on Catchment Control in New Zealand, Massey University, New Zealand Association of Soil Conservators, Palmerston North.
50. Hayward, J.A. 1980: Hydrology and stream sediment from Torlesse Stream. Tussock Grasslands and Mountain Lands Institute Special Publication No. 17, Lincoln College.
51. Hewitt, A.E. 1996: Estimating surface erosion using ¹³⁷Cs at a semi-arid site in central Otago, New Zealand. Journal of the Royal Society of New Zealand 26: 107-118
52. Hewitt AE 1998: New Zealand Soil Classification. 2nd edition. Landcare Research Science Series 1. (Manaaki Whenua Press, Landcare Research: Lincoln, New Zealand)
53. Hicks D.L. 1995: A way to estimate the frequency of rainfall-induced mass movements Journal of Hydrology (NZ) Vol. 33 No. 1, 59-67

54. Hicks M. 1988: Differences in suspended sediment yield from basins established in pasture and in exotic forest. Abstracts of NZ Hydrological Society Conference, Dunedin
55. Hicks D. Murray 1990: Suspended Sediment Yields from Pasture and Exotic Forest Basins Abstracts of NZ Hydrological Society Symposium, Taupo,
56. Hicks D.M. 2002: Suspended-Sediment Yield Map.
<http://www.niwascience.co.nz/ncwr/tools#ssy>
57. Hicks D.M., Davies T. 2000: Erosion and sedimentation in extreme events. In: M.P. Mosley, C.P. Pearson (eds). *Floods and Droughts: the New Zealand experience*. NZHS, pp.117-141.
58. Hicks D.M., Jane Hill and Ude Shankar. 1996: Variation of suspended yields around New Zealand: the relative importance of rainfall and geology. IAHS Publication No. 236, *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*: p.149-156.
59. Holloway J.T. 1959: Pre-European vegetation of New Zealand. *Descriptive Atlas of New Zealand*, pp 23-24.
60. Hunter, G.G. and Lynn, I.H. 1988: Wind erosion of a soil in North Canterbury. *New Zealand Journal of Experimental Agriculture* 16: 173-177
61. Kasai M., Marutani T., Reid L., Trustrum N.A. 2001: Estimation of temporally averaged sediment delivery ratio using aggradational terraces in headwater catchments of the Waipaoa river, North Island, New Zealand *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1-16
62. Khatri Chhetri T. B., D. J. Painter 1971: Erodibility of New Zealand Soils. *Journal of Hydrology (N.Z.)* Vol. 10, No. 1: 49- 58.
63. Lambert M.G., Trustrum N.A., Costall D.A. 1984: Effect of soil slip erosion on seasonally dry Wairarapa hill pastures. *New Zealand Journal of Agricultural Research*, Vol. 27: 57-64
64. Lambert M.G., Trustrum N.A., Costall D.A., Foote A.G. 1993: Revegetation of erosion scars in Wairarapa hill country. *Proc. of New Zealand Grassland Association*, Vol. 55: 177-181
65. Marutani T., Kasai M., Reid L., Trustrum N.A. 1999: Influence of Storm-Related Sediment Storage on the Sediment Delivery From Tributary Catchments in The Upper Waipaoa River, New Zealand *Earth Surf. Process. Landforms* 24, 881-896
66. Mather A. S. 1982: The Desertification of Central Otago, *New Zealand Environmental Conservation*, Vol. 9, No. 3
67. McConchie J.A. 1980: Implication of landslide activity for urban drainage. *Journal of Hydrology (New Zealand)*. v19 n1 27-34
68. McConchie J.A. 1992: Water and slope stability In: *Waters of New Zealand*. pp. 381-391
69. McGowan, H.A. 1996: The weather of windblown sediment: aeolian processes within the New Zealand landscape. *Weather and Climate* 16: 3-16
70. McKerchar, A. I., Pearson, C. P., and Fitzharris, B. B. 1998: Dependency of summer lake inflows and precipitation on spring SOI, *J. Hydrol.*, 205, 66–80.
71. McSaveney, M.J, Griffiths G.A. 1987: Drought, rain and movement of recurrent earthflow complex in New Zealand. *Geology* 15: 643-646
72. Milliman J.D. 1997: Fluvial discharge to the sea and the importance of regional tectonics. In: Ruddiman W.F. (Ed.) *Tectonic Uplift and Climate Change*. Plenum Press, New York, pp.240-257
73. Molloy, B.P.J. 1977: The fire history. Pp. 157-172 in Burrows, C.J. (Ed), *Cass: history and science in the Cass district, Canterbury, New Zealand*, Department of Botany, University of Canterbury.
74. Moutere soil conservation station, Nelson. 1968: Soil Conservation and river control council. Information Series N 1.

75. Mosley M. P. 1982: The effect of a New Zealand beech forest canopy on the kinetic energy of water drops and on surface erosion *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 103-107
76. O'Loughlin C.L., L.K.Rowe, A.J.Pearce. 1978: Sediment yields from small forested catchments North Westland – Nelson, New Zealand. *Journal of Hydrology, New Zealand* v17 n1 1-15
77. O'Loughlin, C.L., Rowe, L.K., Pearce, A.J. 1984: Hydrology of mid-altitude tussock grasslands, upper Waipori catchment, Otago - 1. Erosion, sediment yields, and water quality. *Journal of Hydrology (NZ)* 23: 45-59.
78. O'Loughlin C.L., Pearce A.J. 1976: Influence of cenozoic geology on mass movement and sediment yield response to forest removal, North Westland, New Zealand. *Bulletin of the International Association of engineering geology* N 14, 41 —46.
79. Owen R.C. 1981: Soil strength and microclimate in the distribution of shallow landslides., *Journal of Hydrology, New Zealand* v20,n1 17-26
80. Owens, I.F. 1967: Mass movements in the Chilton valley. M.A. thesis (Geography), University of Canterbury.
81. Owens, I.F. 1969: Causes and rates of soil creep in the Chilton valley. *Arctic and Alpine Research* 1: 213-220.
82. PAGE M. J., N. A. TRUSTRUM 1997: A late Holocene lake sediment record of the erosion response to land use change in a steep-land catchment, New Zealand *Z. Geomorph. N. F* 41(3): 369-392
83. Page M.J., Trustrum N.A., Dymond J.R. 1994: Sediment budget to assess the geomorphic effect of a cyclonic storm, New Zealand *Geomorphology* 9: 169-188
84. Page M.J., Reid L.M., Lynn I.H. 1999: Sediment production from Cyclone Bola landslides, Waipaoa catchment. *Journal of Hydrology (NZ)* 38(2):289-308
85. Pain C.F. 1968: Geomorphic effects of floods in the Orere river catchment, eastern Hunua ranges. *Journal of Hydrology (New Zealand)*.v7 n2 62-74
86. Painter, D. J. 1972: An introduction to the "universal" soil equation and Lincoln research efforts on soil erodibility. In: *Loess soils and problems of land use. Otago Catchment board publication N. 4. Pp. 78-87*
87. Painter, D. J. 1978: Soil erosion rates on New Zealand farmland. in *Proceedings of the Conference on Erosion Assessment and Control in New Zealand, Christchurch, August 1978, New Zealand Association of Soil Conservators. Pp. 25-40*
88. Pearce A. J., O'Loughlin C. L., Jackson R. J., Zhang X.B. 1987: Reforestation: on-site effects on hydrology and erosion, eastern Raukumara Range, New Zealand *Forest Hydrology and Watershed Management (Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987):IAHS-AISH Publ.167,*
89. Pearce, A.J., Watson, A.J. 1983: Medium-term effects of two landsliding episodes on channel storage of sediment. *Earth Surface Processes and Landforms* 8: 29-39.
90. Pickrill, R.A. 1993: Sediment yields in Fiordland. *Journal of Hydrology(NZ)* 31: 39-55.
91. Phillips C. J. 1988: Geomorphic Effects of Two Storms on The Upper Waitahaia River Catchment, Raukumara Peninsula, New Zealand. *Journal of Hydrology (N.Z.)* Vol. 27 No. 2, 99-112
92. Phillips, C.J.; Marden, M. 2003: Erosion and stormwater control in the Forest industry: past, present and future? In: *Proceedings of the 3rd South Pacific Conference on Stormwater and Aquatic Resource Protection. 14-16 May 2003, Auckland, New Zealand.*
93. Pular V.A. 1966: Slips in relation to rainfall and soil characteristics. *Journal of Hydrology, New Zealand* v5 n2 45-53
94. Radcliffe J. E. 1968: Soil Conditions on Tracked Hillside Pastures N.Z. *J. agric. Res.*, 11: 359-70

95. Read, S.A.L. 1976: Geological report on a landslide, Lake Te Anau, New Zealand. Report EG 328, New Zealand Geological Survey, DSIR, Wellington.
96. Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A. McCool, D.K. and Yoder, D.C. 1997: Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). USDA Agricultural Handbook 703.
97. Restoration of Hill country by conservation farming, Wither reserve, Blenem. 1955: Soil Conservation and river control council. Bulletin N 8.
98. Rowe, L. K. 1979: Rainfall interception by a beech-podocarp-hardwood forest near Reefton, North Westland, New Zealand, *Journal of Hydrology (NZ)*, 18, 63-72.
99. Scott, D. 1963: Erosional effects of recent and past cloudbursts in the Godley valley, Lake Tekapo. *Proceedings of the New Zealand Ecological Society* 10: 19-20
100. Selby M.J. 1976: Selected annotated bibliography of mass wasting in New Zealand. University of Waikato, Occasional Report N 1, 38 p.
101. Selby M.J., P.J.Hosking 1973: The erodibility of pumice soils of the North Island, New Zealand.. *Journal of Hydrology, New Zealand* v12 n1 32-56
102. Smith, CM. 1992: Riparian afforestation effects on water yields and water quality in pasture catchments. *Journal of Environmental Quality* 21: 237-245.
103. Sidorchuk A. 2002: Modelling of soil erosion and organic carbon flux in New Zealand at the regional and national scale. *New Zealand Society of Soil Science. Golden Jubilee Conference abstracts. Wellington, p. 84*
104. Soils of New Zealand. Part 1. 1968: Soil Bureau Bulletin 26 (1) 160 p.
105. Soons, J.M., Rainer, J.M. 1968: Micro-climate and erosion processes in the Southern Alps, New Zealand. *Geografiska Annaler* 50A: 1-15.
106. Thompson S.M., Adams J. 1979: Suspended load in some major rivers of New Zealand. In: Murray D.L. and Ackroyd P. (eds) *Physical Hydrology –New Zealand experience. NZHS, 213-229*
107. Tonkin, P.J. and Basher, L.R. 1990: Soil stratigraphic techniques in the study of soil and landform evolution across the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 3: 547-575
108. Trustrum N. A., R. C Derose. 1988: Soil depth-age relationship of landslides on deforested hillslopes, Taranaki, New Zealand. *Geomorphology*, 1: 143-160.
109. Watson A., Marden M., Rowan D. 1995: Tree species performance and slope stability. In: *Vegetation and slopes: stabilisation, protection and ecology.*
110. Whitehouse, I.E. 1984: Erosion in the eastern South Island high country - a changing perspective. *Journal of the Tussock Grassland and Mountain Lands Institute, Review* 42: 3-23
111. Whitehouse, I.E., McSaveney, M.J., Chirm, T.J.H. 1980: Dating your scree. *Journal of the Tussock Grassland and Mountain Lands Institute, Review* 39: 15-24